

Hidrológiai paraméterek megváltozására bekövetkező morfológiai átalakulás a Hernádon¹

Blanka Viktória

*Szegedi Tudományegyetem Természettudományi Kar, Természeti Földrajzi és
Geoinformatikai Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2-6.*

E-mail: blankav@earth.geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

Az emberi beavatkozások hatása a vízfolyásokon világszerte egyre erőteljesebb. Ezek a beavatkozások pedig közvetve vagy közvetlenül megváltoztathatják a folyók morfológiai paramétereit, amit Lewin (1977) allogén változásoknak nevezett. A morfológiát közvetlenül megváltoztató emberi beavatkozás lehet például duzzasztó-építés, partbiztosítás és töltés létesítés, bányászati tevékenység a mederben, vagy a vízfolyás elterelése stb, azonban a víz- és hordalékhozam módosítása, területhasználat-változás következményeként a lefolyásviszonyok megváltoztatása, vízkivétel, urbanizáció vagy emberiség által okozott klímaváltozás is okozhat morfológiai változásokat a folyórendszerekben (Szabó 2006). A két leggyakoribb átalakulási folyamat, amit a 20. sz.-ban megfigyeltek a bevágódás és a mederszűkülés (Rinaldi 2003), ami bányászat, urbanizáció (Capelly et al. 1997; Braga és Gervasoni 1989; Bravard et al. 1997) szabályozás (Rinaldi and Simon 1998; Surian 1999; Winterbottom 2000; Kiss et al. 2008) vagy meder eltérítés (Bradley és Smith 1984) következményeként zajlott le. Az emberi beavatkozások hatására bekövetkező mintázat változásokat világszerte számos vízfolyáson tanulmányozták. Gyors morfológiai változások zajlottak le a folyókon például Ausztráliában az európai telepések érkezését követően (Page et al. 2007), vagy mezőgazdasági termelés hatására (Urban és Rhoads 2003). Szabályozási beavatkozások pedig a medermintázat megváltozását okozhatják (Surian 1999; Gurnell 1997).

Ezeknek a változásoknak a hátterében sok esetben a víz- vagy hordalékhozam módosítása áll (Hooke 1997; Li et al. 2007), mivel a vízhozam meghatározza a folyók egyes geometriai paramétereit (Ackers, 1982). A meder szélessége például nagymértékben függ a vízhozamtól, a görbületi sugár és a mederszélesség aránya, valamint a görbületi sugár és a kanyarulathossz aránya pedig közel azonos minden kanyarulatnál (Leopold és Wolman 1960; Langbein és Leopold 1966; Harmar és Clifford 2006), így a mederformálódás szempontjából meghatározó vízhozam csökkenése ezeknek a paramétereknek a csökkenését is okozza. Gábris (1986, 1995) szerint a vízhozam a meanderparaméterek közül a húrhosszal, az ívhosszal és a meanderek tágasságával mutat szoros kapcsolatot, a görbületi sugár és a vízhozam összefüggése azonban jóval gyengébb, mivel azt a kanyarulat fejlettsége erősen befolyásolja. Schumm és Beathard (1976) szerint a vízhozam befolyásolja a szinuszitást is és a rendellenes szinuszitás instabilitást jelezhet. A húrhossz pedig szoros összefüggésben áll a zátonyok távolságával és ezzel együtt a mederszélességgel is mind egyenes medrekben, mind a kanyargósban (Ackers 1982), ugyanis (Leopold et al. 1964; Lewin 1972) szerint a gázlók általában 5 és 7 mederszélességnyi távolságra alakulnak ki a mederfenéken. Hasonló eredményre jutott Hey (1976), mivel szerinte ez a távolság a mederszélesség 2π -szerese. Ezek az adatok arra utalnak, hogy a vízhozam csökkenésének hatására a mederszélességgel együtt a kanyarulatok távolsága is csökken, vagyis növekszik a kanyargósság mértéke. Ackers (1982) azonban felhívja a figyelmet, hogy habár a hullámhossz nagymértékben függ a vízhozamtól, a közöttük lévő kapcsolat összetett, nincs egyetlen egyenlet,

¹ A kutatást az OTKA 62200 és 68897 pályázatai támogatták.

amivel megfelelően leírható, habár több kutató készített számításokat a hullámhossz-vízhozam kapcsolatának meghatározására (Dury 1961; Carslton 1965; Ferguson 1975; Williams 1978).

Számos kutató tanulmányozta a vízhozam növekedésének hatását a vízfolyásokra, a Jangce folyón például az erózió mértékének és a meder szélességének növekedését okozta (Li et al. 2007), az árvizek nagyságának növekedése pedig szintén mederszélesség növekedést okozott a Luangwa folyón (Gilvear et al. 2000). A mederszélesség növekedés mellett a vízhozam növekedése okozhat bevágódást és mederpáncél kialakulását is (Montgomery és Buffington 1998). Duzzasztóépítés hatására bekövetkező vízhozam csökkenést vizsgált Richards és Wood (1977) és azt tapasztalták, hogy a gátépítés ellenére az árvizek szintje növekedett a városokból történő gyorsabb lefolyás miatt. A vízhozam kisebb változékonysága és a legnagyobb vízhozamok csökkenése mellett a vegetáció képes megtelepedni a mederközepe- és az övzátonyokon, ezért a mederszélesség csökkenését okozza (Martin és William 1987; Friedman et al. 1996). Ezzel szemben Bradley és Smith (1977) azt tapasztalta, hogy a vízhozam csökkenése a mederszélesség és a partelmozdulás mértékének növekedését okozza. Lane és Richard (1977) megállapította, hogy a vízhozam-változás hatása a meder pillanatnyilag fennálló morfológiai állapotától függ, ezért minden folyó eltérő módon reagál a hidrológiai paraméterek változására, Hooke (1997) pedig azt tapasztalta, hogy a vízfolyásokon a vízhozamváltozásra bekövetkező változás jellege függ a folyórendszer belső (in)stabilitásától és attól is, hogy milyen mértékben képes alkalmazkodni a változásokhoz, tehát egy adott folyószakasz vagy környezet érzékenységtől. Számos kutatás foglalkozott a különböző vízhozamok (kiszvízi, középvízi, mederkitöltő, legnagyobb) mederformáló képességével is. A legtöbbször a mederkitöltő vízhozamot tartják a legfontosabbnak a mederformálódásban (Dury 1961; Williams 1978; Page et al. 2005; Gautier et al. 2006), azonban a hosszantartó kiszvízes időszakoknak is nagy jelentősége lehet a hordalékszállításban és a meder bevágódásában (Kiss és Sipos 2007).

Magyarországon a 20. század közepe óta több folyónál tapasztalták a mederszélesség csökkenését, amit például a Maroson klímaváltozás hatására bekövetkező medermintázat-változás (Sipos 2006), a Dunán duzzasztó-építés (Szabó 2006), vagy a Tiszán parbiztosítási művek építése okozott (Kiss et al. 2008). A légifotók azonban az alig szabályozott Hernád esetében is intenzív mederszűkülést és a kanyargósság növekedését mutatják. A bemutatásra kerülő kutatás célja a hidrológiai változások vizsgálata és a megváltozott hidrológiai paraméterek hatására bekövetkező morfológiai változások értékelése. A vizsgálatokhoz a Hernád két magyarországi szakaszán légifotók alapján meghatároztuk a legfontosabb morfológiai paramétereket és elemztük a hidrológiai paraméterek változását.

2. Mintaterületek

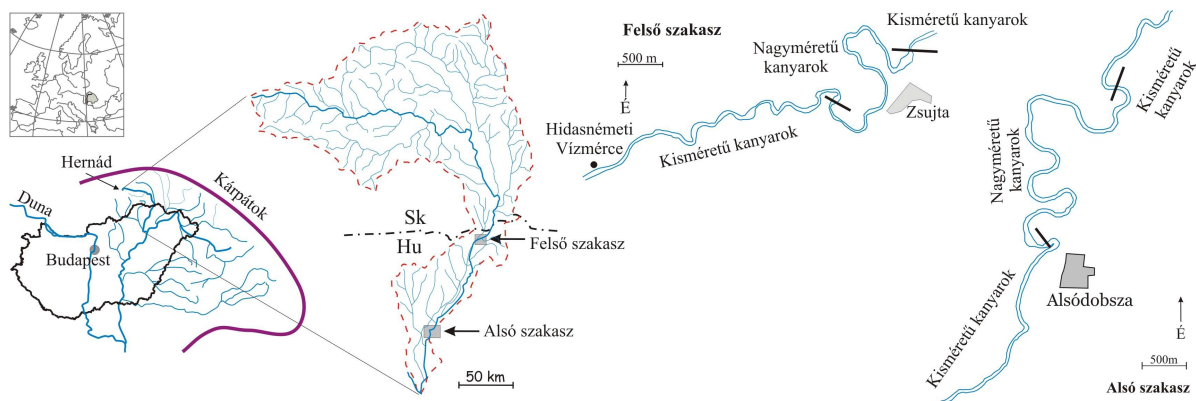
A Hernád vízgyűjtője a Kárpát-medence északi részéről gyűjti össze a vizeket, s végső soron a Tisza vízgyűjtőjének ÉNY-i részén helyezkedik el és a Duna vízgyűjtő terület középső szakaszához tartozik. A vízgyűjtő területe 5436 km², mely két ország területét érinti, Szlovákia területén található 4427 km², Magyarországon pedig 1013 km² területet foglal el. A folyó teljes hossza 294 km, amiből Szlovákia területéhez 186 km, Magyarországhoz pedig 108 km. A Hernád vízgyűjtőjének legmagasabb pontja a Gölnic/Hnilec-patak forrásának közelében 1943 m A.f., a legalacsonyabb pedig a torkolatnál 100 m A.f. található (Szabó 1996).

A Hernád magyarországi szakaszának átlagos esése 55 cm/km (0,00055). A hordalékszállítás jellemzője a vízhozamhoz viszonyítva aránytalanul sok lebegtetett hordalék (Hidasnémetinél 820000 t/év) és a rendkívül nagy, szélsőséges hordaléktöménység (max. 29000 g/m³), ugyanakkor igen nagy a görgetett hordalékszállítás volumene is (6000 t/év) (Bogárdi 1971). A fenti okok miatt a Hernád magyarországi szakaszát rendkívül erős kanyargási hajlam jellemzi (Laczay 1973). A folyó medre a gyakori helyzetváltoztatás miatt alig beágyazott, így nagyobb árvizek idején könnyen átvált egy korábbi medrébe (Bendefy L. 1973).

A Hernád magyarországi szakaszának vízjárását leginkább a szlovákiai vízgyűjtőrészről érkező vizek határozzák meg. A vízjárás alakulásában jelentős szerepe van a szlovákiai mellékfolyóknak. A magyar szakaszon csupán néhány kisebb mellékfolyó csatlakozik a Hernádba mintaterületek felett (pl. Csenkő- és Bélus-patak), így azok vízjárásának és víztöbbletének nincsen jelentős hatása vizsgált szakaszok kanyarulati viszonyaira (RBMP 2006). A folyó vízjárására jellemző, hogy a maximumok március-áprilisban alakulnak ki, amit a tavaszi hóolvadással együtt járó csapadékok okoznak, a minimumok szeptember-októberben jellemzőek (Csoma 1973).

A vízjárást azonban módosítják az emberi beavatkozások. A vízjárásra hatást gyakorló tényezők a folyó szlovákiai szakaszán található víztározók (3 fő víztározó, melyek együttes kapacitása 73 millió m³), az árvízvédelem (a töltésezés, partbiztosítás, mederátvágások módosítják a lefolyás sebességét) és az urbanizáció. A Hernád medence szlovákiai területén népsűrűség 2001-ben 158 fő/km² és itt található Szlovákia második és harmadik legnagyobb városa (Kassa és Eperjes/Kosice és Presov), míg a magyarországi szakaszon a népsűrűség csupán 80 fő/km² és a vízgyűjtő ezen része falusias jellegű (RBMP et al. 2006). A települések (elsősorban az említett két nagyváros) hatása a vízjárásra elsősorban az ipari és lakossági vízkivétel és a szennyvízbevezetés révén érvényesül.

A vizsgálatokat a magyarországi folyószakasz két szakaszán végeztük (1. ábra). A felső szakasz Hidasnémetitől északra helyezkedik el, 98,5 fkm és 107 fkm között, az alsó folyószakasz Alsódobszától északra helyezkedik el 36 fkm és 42,5 fkm között. A mederanyag a két szakaszon különböző, hiszen míg a felső szakaszon az átlagos szemcse átmérő 5-28 mm, addig az alsó szakaszon 11-16 mm között változik, a partanyag pedig 0,05-0,12 mm a felső szakaszon és 0,05-0,09 mm az alsó szakaszon (Csoma 1973). Eltérő a folyószakaszok esése is, a felső szakasz átlagos esése 62,8 cm/km (0,00063), az alsó szakaszon pedig 47,4 cm/km kisvízkor (0,00047). A vizsgált folyószakaszok nagyrészt szabályozatlannak tekinthetők, mivel az alsó szakaszon szabályozási művek nem épültek, és a 8,5 km hosszú felső szakaszon is csupán 600 m hosszan épült partbiztosítás, és egyéb szabályozási munkát nem végeztek. A két szakasz közti gibárti és felsődobszai duzzasztásoknak is lehet hatása a mederformálódásra, de ezek a 20. sz. elején épültek és sokkal kisebbek, mint a szlovákiaiak.



1. ábra: A Hernád két magyarországi szakaszát vizsgáltuk, amelyek tovább oszthatók a kanyarulatok nagysága alapján kis- és nagy tágasságú kanyarokkal jellemzett szakaszokra

3. Módszerek

3.1. Hidrológiai paraméterek vizsgálata

A hidrológiai paramétereket a hidasnémeti vízmérce adatai alapján vizsgáltuk, amely az országhatárhoz legközelebb, 97 fkm-nél található vízmérce, és amely az északi mintaterület alvizi végén található. A magyarországi szakaszon jelentős mellékfolyó nem ömlik a Hernádba, a rajta épült duzzasztók pedig csupán kis mértékben (elsősorban a kisvízes időszakokban) befolyásolják

a vízjárást, ezért ennek a vízmércének az adatai is jól jellemzik a Hernád magyarországi szakaszának hidrológiai jellemzőit.

A hidrológiai paraméterek számítását a napi (reggeli) vízállás és vízhozam idősorok alapján végeztük. A vízállás idősorok 1901-től, a vízhozam-adatok 1960-tól vannak (www.vizadat.hu). A számítások elvégzéséhez meghatároztuk a nevezetes vízhozam értékeket (*1. táblázat*), az évi legnagyobb és legkisebb vízállás és vízhozam értékeket. Hogy a morfológiai változások hidrológiai okait feltárjuk, a légifelvelelek között eltelt időszakokra kiszámítottuk a vízhozam és vízállás-tartósságokat.

Nevezetes vízhozam	Meghatározásának módja
Mederformáló vízhozam	1,5 éves visszatérési gyakoriságú vízhozam
Mederkitöltő vízhozam	Mederkitöltő vízálláshoz (225 cm) tartozó vízhozam
Középvízhozam (KQ)	Havi középvezékből számolt sokévi átlagos közép-vízhozam
Vízhozam/vízállástartósság	Adott vízhozamot/vízállást meghaladó napok százalékos előfordulása

1. táblázat: Hidrológiai paraméterek meghatározásának leírása

3.2. Morfológiai paraméterek vizsgálata

A kiválasztott két folyószakaszon a kanyarulatok morfológiai változásainak vizsgálatához légifotókat (1953, 1966, 1975, 1988, 1997 és 2002) használtunk. A felvételeket ErdasImagine8.6. szoftverrel korrigáltuk. A morfológiai változásokat leginkább jellemző paraméterek számítását a légifotókról digitalizált partvonalak alapján, ArcView3.1-ban végeztük.

A változásoknak az értékeléséhez megvizsgáltuk a kanyarulatok mintázatát leginkább jellemző paraméterek időbeni változását 1953- és 2002 között.

A mederszélességet (W) a partvonalak között, 100 m-enként a középvonalra húzott merőlegesek mentén mértük, amennyiben kisvízkor készült a légifotó (1953, 1975), a szárazon lévő övzátanyfelszíneket is a meder részének tekintettük. A középvonalat a digitalizált partvonalak alapján, a partvonalak közötti távolság felénél húztuk meg. Az inflexiós pontok helyzetét a kanyarulatok közti egyenes szakaszok felezőpontjaiban határoztuk meg. A kanyarulatok hosszát (L) az inflexiós pontok között a középvonal mentén mértük, a húrhossz (H) meghatározásához pedig az inflexiós pontok távolságát mértük meg. A amplitúdót (A) a középvonal és a húrra állított leghosszabb merőleges hosszaként határoztuk meg.

A paraméterek meghatározása után a két folyószakasz összehasonlításához a paraméterek átlagértékét használtuk, azonban mindkét szakaszon találhatóak kis- és nagyméretű kanyarulatok, ezért ezek átlagértékeit külön is kiszámítottuk, hogy fejlődésük különbségeit is vizsgálni tudjuk. A kisebb és a nagyobb méretű kanyarulatokkal jellemezhető szakaszok lehatárolásához az 1953-ban mért kanyarulathosszt vettük alapul, amelynek határértékét 400 m-ben határoztuk meg. A szakaszok határait az 1953-as állapot alapján határoztuk meg, és bár később a nagyméretű kanyarulatok felszabdaltak, a szakaszhatárokat végig megtartottuk, hogy fejlődésbeli különbségeik elemezhetőek maradjanak.

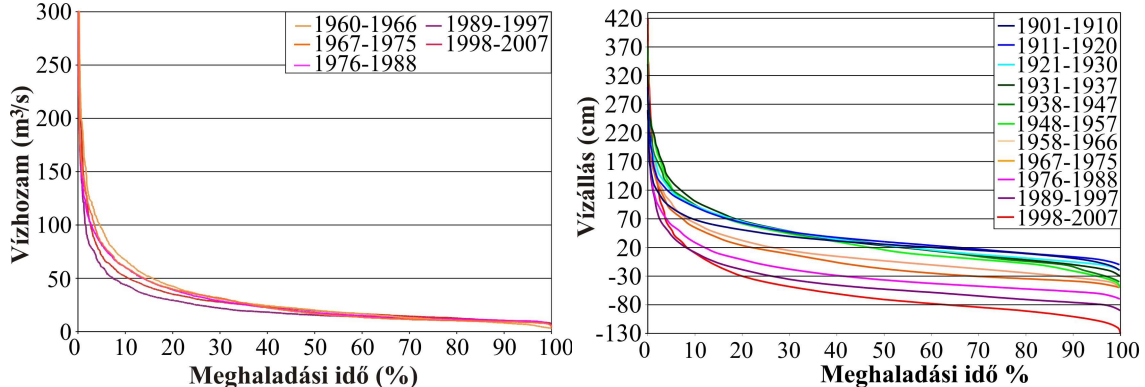
4. Eredmények

4.1. Hidrológiai paraméterek változása

A hidrológiai paraméterek közül a mederformálódás szempontjából meghatározó paraméterek változását vizsgáltuk, úgy, hogy az egyes légifotók készítése közötti időszakokat jellemeztük, így a morfológiai változások hidrológiai okai jobban feltárhatóvá váltak.

A **vízhozam-tartóssági görbék** alapján a 40 %-nál ritkábban előforduló vízhozamok előfordulási valószínűsége 1960 és 1997 között folyamatosan csökkent, majd 1997 óta kismértékben emelkedett (*2a ábra*). Ez annak köszönhető, hogy 1997 és 2007 között gyakoribbak voltak az

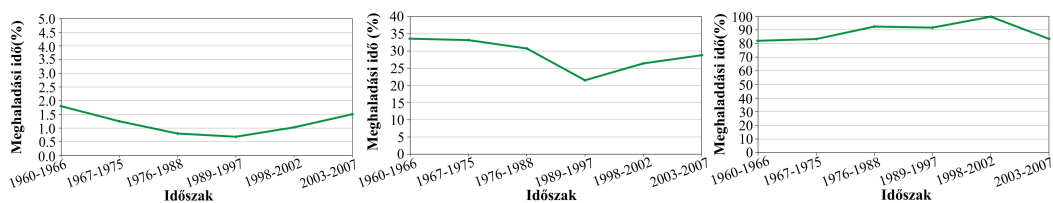
árvizek és főként az időszak második felében (2002-2007 között) magas vízállások voltak jellemzőek.



2. ábra: a) A vízhozam-tartósságok (1960-2007) és b) a vízállástartósságok (1901-2007) az egyes időszakokban

A vízállás-tartósság görbéknél (2b. ábra) azonban azt figyelhetjük meg, hogy az 1950-es évekig alig változtak, majd az 1960-as évektől a vízállás-tartóssági görbék folyamatosan lefelé tolódtak, vagyis az egyes vízállások előfordulási valószínűsége folyamatosan csökkent.

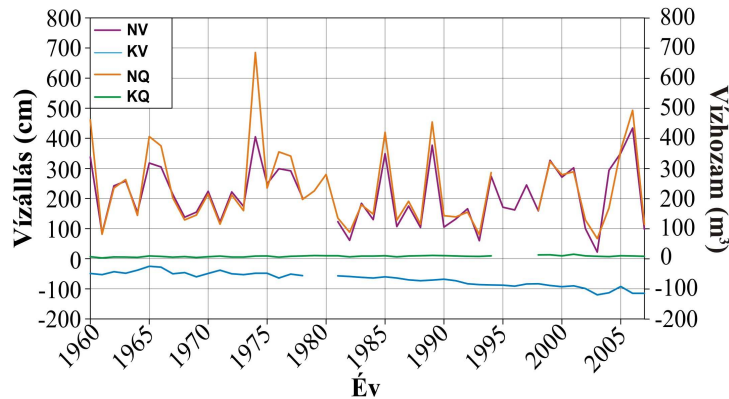
A mederformáló vízhozamot (145 m³/s) meghaladó vízhozamokat (3a. ábra) megvizsgálva megállapítható, hogy tartósságuk 1960 és 1997 között folyamatosan csökkent 1,8 %-ról 0,7 %-ra (61,9 %-os csökkenés). Az 1997 utáni időszakokban azonban növekedett a mederformáló vízhozamot meghaladó vízhozamok tartóssága 1,0 %-ra (1997-2002), majd 1,5 %-ra (2002-2007). Hasonló tendenciák figyelhetők meg a közép-vízhozamot (KÖQ: 28,2 m³/s) meghaladó vízhozamok tartósságában is, bár itt a megfigyelt változások kisebb mértékűek, az 1960-1966 időszakhoz képest 1988-1997-ra harmadával csökkent (33,6 %-ról 21,5%-ra) (3b. ábra). A kisvizek tartományában az előzővel ellentétes folyamatok figyelhetők meg. Az 1960-1966 közti időszakban a 10 m³/s-t vízhozamot az év 82,0 %-ban haladták meg a vízhozamok, míg 1997-2002 között már 99,6 %-ban (3c. ábra). A kisvizek hozamának növekedésére magyarázatot adhatnak a Szlovákiában épült duzzasztók, amelyek csökkenthetik a kisvizes időszakokban a vízhozam szélsőségeit.



3. ábra: a) a mederformáló vízhozamot b) a középvízhozamot és c) a kisvizet meghaladó vízhozamok időtartama az össz-időtartam %-ában

Megvizsgáltuk az évi legnagyobb és legkisebb vízállás értékek változását is, hogy elemezzük a szélsőséges hidrológiai helyzeteket. Az évi legkisebb vízállás (KV) értékek szintje a vizsgált időszakban egyre növekvő mértékben csökkent (4. ábra) és a vizsgált időszakok mindegyikében előfordult a korábbinál kisebb vízállás. Míg az 1960-1966 időszakban előforduló legkisebb vízállás -53 cm volt, addig 2002 és 2007 közötti időszakban már -120 cm, ami 67 cm-es vízszintcsökkenést jelent 47 év alatt (-1,4 cm/év). Ugyanakkor az előbbieken láttuk, hogy az évi legkisebb vízhozamok (KQ) mennyisége nem csökkent, sőt kis mértékű növekedés figyelhető meg.

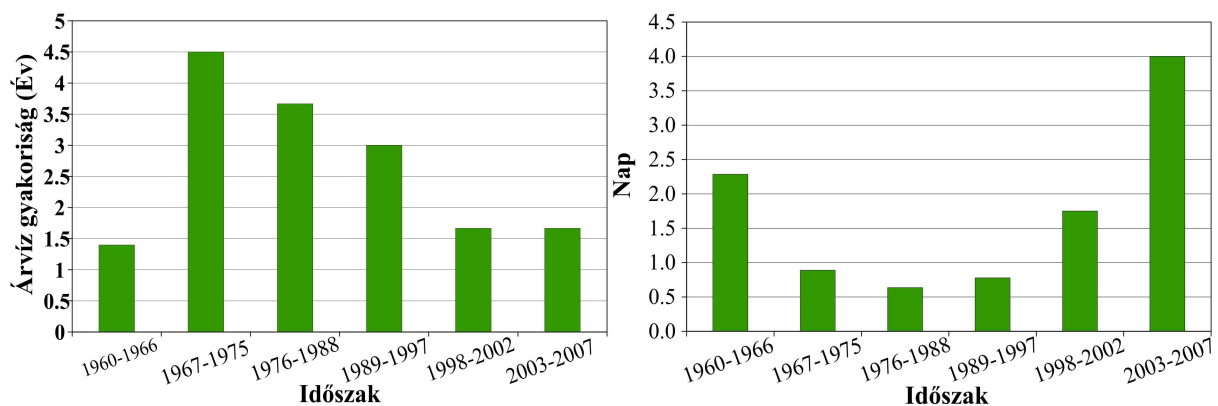
Az **évi legnagyobb vízállásokra (NV)** jellemző azonban, hogy szélsőségei növekedtek, mivel a NV maximumai növekedtek, míg minimum értékei csökkentek (1960-1966 között 84 cm és 338 cm között változott az éves nagyvíz szintje, 2002-2007 között pedig 24 cm és 434 cm között ingadozott). Az évi legnagyobb vízhozamok (NQ) változása jól követi az NV ingadozásait, ahhoz hasonlóan alakulnak.



4. ábra: Évi legnagyobb és legkisebb vízállások és vízhozamok alakulása 1960 és 2007 között

Az **árvizek előfordulási gyakoriságának** jellemzésére meghatároztuk, hogy az egyes időszakokban az hány évente fordult elő árvíz (5a. ábra) és évente átlagosan hány napig volt árvízi elöntés. Az árvízes évek előfordulása az első időszakban (1953-1966) volt a legnagyobb, ekkor 1,4 évente fordult elő árvíz, majd az 1966-1997 közötti időszakokban az árvízes évek gyakorisága nagymértékben lecsökkent, ekkor csupán 3-4,5 évente fordult elő. Ezt követően 1997-2007 között ismét gyakoribbak voltak az árvízes évek (1,6 évente).

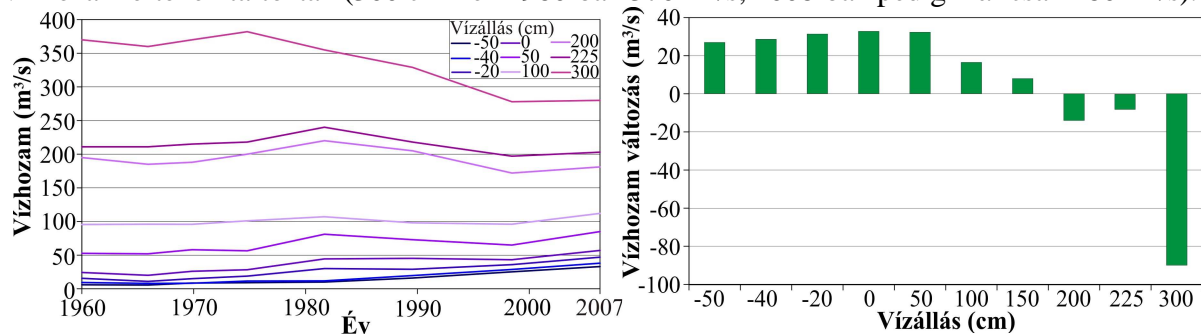
Eltérő képet mutat az éves árvízi napok száma az egyes időszakokban (5b. ábra). Az első időszakban (1953-1966) átlagosan évente 2,25 napig volt a vízállás a mederkitöltő szint felett. A következő időszakokban (1966-1988) az árvízes napok száma lényegesen lecsökkent (0,64-1,75 nap/év), és az árvízes évek előfordulási gyakorisága is a korábbinál kisebb. Azonban 1988 után az árvízes évek gyakorisága növekedett és vele együtt az árvízes napok száma is (4 nap/év).



5. ábra: (a) Az árvízes évek gyakorisága az időszakokon belül, és (b) az árvízes napok száma évente az egyes időszakokban

A vízhozamok és a vízállások változásainál megfigyelt különbségek miatt megvizsgáltuk, hogyan változtak az egyes **vízállásokhoz tartozó vízhozam** értékek a vizsgált időszakban (6ab ábra). Azt tapasztaltuk, hogy a kis és középvizek tartományában ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre nagyobb vízhozam értékek tartoznak (-50 cm-hez 1960-ban 6 m³/s, míg 2008-ban 33 m³/s).

Nem változott jelentősen 100-200 cm-es vízálláshoz tartozó vízhozam értéke, míg a nagyvizek tartományában (mederkitöltő vízállás felett) ugyanazokhoz a vízállásokhoz egyre kisebb vízhozam értékek tartoztak (300 cm-hez 1960-ban 370 m³/s, 2008-ban pedig már csak 280 m³/s).



6. ábra: (a) Az egyes vízállásokhoz tartozó vízhozamok változása 1960-2007 között, (b) Adott vízálláshoz tartozó vízhozam abszolút változása 1960 és 2007 között

4.2. Morfológiai változások a vizsgált mintaterületeken

A vizsgált folyószakaszokon elkülöníthetők kisebb és nagyobb kanyarulattal jellemzett szakaszok, amelyek az elmúlt fél évszázad alatt jelentős morfológiai változásokon estek át (7.a-b ábra, 2. táblázat). A változások mértéke és iránya sem térben, sem időben nem egyenletes, a nagyobb méretű kanyarulatok átalakulása különbözik a kisebbektől, ráadásul a két vizsgált szakasz is eltérő módon reagál a hidrológia paraméterek fent leírt változásaira. Ezért az alábbi elemzésben először a szakaszokra jellemző kanyarulati paraméterek átlagértékeit elemezzük, amelyek a szakaszra jellemző általános változásokat jól mutatják, azonban elfedik a nagy- és kis méretű kanyarokra jellemző különbségeket. Ezért mindkét szakaszon kiszámítottuk nagy- és kis méretű kanyarokhoz tartozó paraméterek átlagértékeit is és ezeket külön is megvizsgáltuk (3. táblázat).

	Felső szakasz						Alsó szakasz					
	morfológiai paraméter (m)						morfológiai paraméter (m)					
	L	H	L/H	A	W	L/W	L	H	L/H	A	W	L/W
1953	331	225	1,42	83	60	5,5	498	365	1,37	128	75	6,7
1966	323	217	1,38	79	60	5,4	501	372	1,34	158	85	5,9
1975	317	212	1,41	75	46	6,9	504	296	1,70	159	57	8,9
1988	253	195	1,23	53	48	5,2	389	249	1,56	105	47	8,3
1997	241	189	1,25	55	44	5,5	410	253	1,62	115	37	10,9
2002	226	177	1,23	54	37	6,2	401	248	1,61	117	41	9,8

2. táblázat: A meander paraméterek átlagértékei a vizsgált folyószakaszokon 1953-2002 között.,
 L: kanyarulathossz, H: húr hossz, L/H: kanyargósság A: amplitúdó, W: szélesség, L/W:
 kanyarulathossz és a szélesség aránya

	kisméretű kanyarulatok, morfológiai paraméter (m)										nagyméretű kanyarulatok, morfológiai paraméter (m)									
	Felső szakasz					Alsó szakasz					Felső szakasz					Alsó szakasz				
	L	H	L/H	A	W	L	H	L/H	A	W	L	H	L/H	A	W	L	H	L/H	A	W
1953	234	198	1.18	34	52	291	235	1.24	72	51	513	298	1.72	154	61	568	408	1.39	146	97
1966	244	183	1.33	46	63	268	239	1.12	82	66	430	263	1.63	113	59	569	394	1.44	184	96
1975	261	185	1.41	62	45	342	230	1.48	106	52	404	255	1.59	90	45	544	312	1.74	172	59
1988	222	176	1.26	52	52	335	224	1.50	103	40	281	213	1.32	64	50	398	253	1.57	105	51
1997	237	180	1.32	58	43	354	232	1.52	114	35	241	192	1.25	61	41	409	254	1.61	113	38
2002	245	181	1.35	55	29	342	207	1.65	111	38	221	179	1.23	53	34	411	255	1.61	119	42

3. táblázat: A meander paraméterek átlagértékei a kis- és nagyméretű kanyarulatokban a vizsgált folyószakaszokon 1953-2002 között. L: ívhossz; H: húrhossz; A: amplitúdó; W: szélesség

A **kanyarulatok hossza** mutatja a legszembetűnőbb tér- és időbeli változásokat. A **kanyarulatok átlagos hosszúsága** az 1953 és 2002 közötti időszakban a felső szakaszon -31,6 %-kal, az alsó szakaszon 19,5 %-kal csökkent.

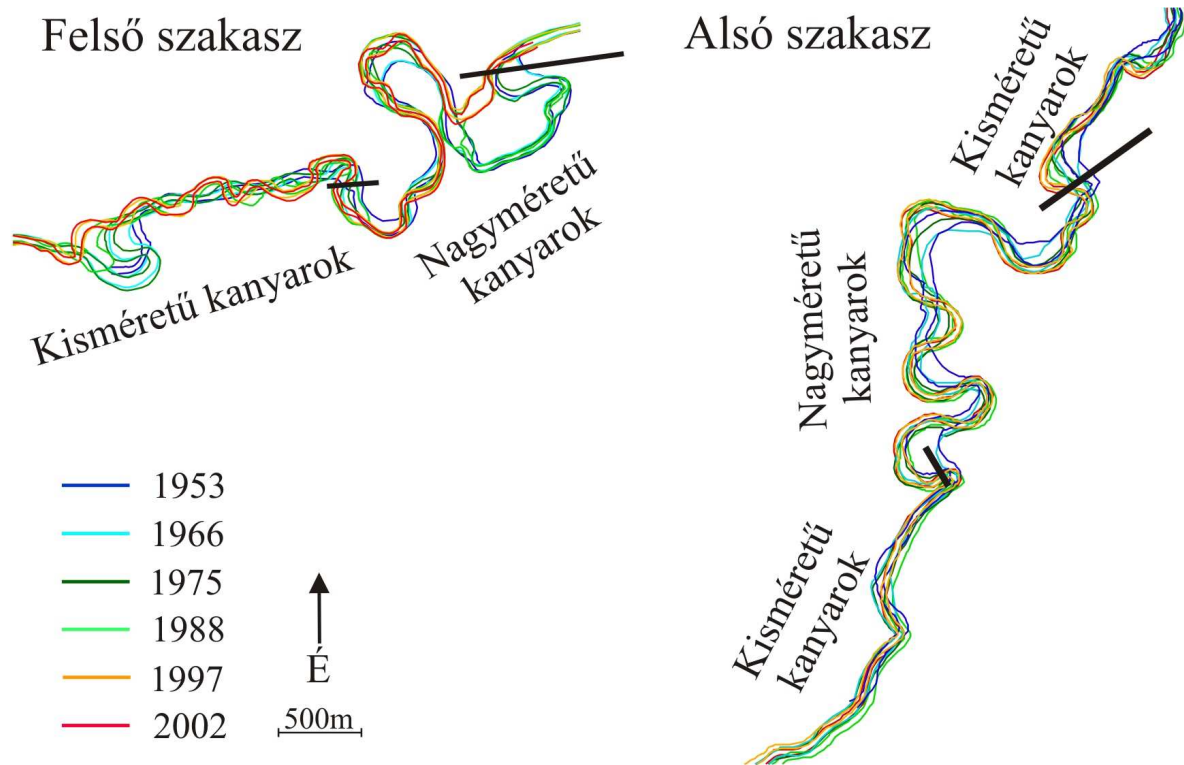
A felső szakaszon a teljes vizsgált időszakban az átlagos kanyarulathossz csökkenése zajlott, melynek mértéke a 0,5-4,9 m/év között változott. A változás legintenzívebb időszakai 1975-1988 és 1997-2002 között voltak: a legnagyobb kanyarulathossz csökkenés 1975-1988 között történt (-4,9 m/év), míg 1997-2002 között -2,9 m/év volt (8a. ábra). Az alsó-szakaszt összetettebb változások jellemezték (8b. ábra), mivel itt 1953 és 1975 között az átlagos kanyarulathossz kismértékű növekedése zajlott (+0,2-0,3 m/év). Az ezt követő időszakban (1975-1988) azonban a kanyarulathossz rendkívüli mértékű csökkenése figyelhető meg (-8,8 m/év), mivel a nagyméretű kanyarulatokban a másodlagos kanyarulatok ekkora fejlődtek önálló kanyarulatokká és a korábbi nagy kanyarulatok helyett több kisebb kanyarulat jött létre. A következő időszakban (1988-1997) ismét a kanyarulathossz növekedése figyelhető meg (mértéke 2,3 m/év), mivel a kialakult új kanyarulatok fejlődésével kanyarulathosszuk nőtt, majd 1997 és 2002 közötti időszakban ismét csökkent az átlagos kanyarulathossz.

Ugyanakkor a szakaszokon belül a nagy és kisméretű kanyarok átalakulása nem volt egyforma. Az első légifelvétel készítésének időpontjában, 1953-ban mindkét mintaterület középső szakaszán előfordultak nagyméretű kanyarulatok, melyeknek a kanyarulati hossza a felső mintaterületen elérte az 1030 m-t, míg az alsó mintaterületen 853 m volt. Mindkét mintaterületen a nagyméretű kanyarulatokon a vizsgált időszakban a hossz jelentős csökkenése figyelhető meg, felső szakaszon 57 %-kal csökkent 513 m-ről 221 m-re, az alsó szakaszon 27,6 %-kal 568 m-ről 411 m-re. A paraméterek változása másodlagos hurkok létrejöttét jelzi 1953 és 1975 között, melyek 1988-ra önálló kanyarulatokká alakultak. Az összetett kanyarulatokat addig tekintettük egy kanyarulatnak, amíg a kanyarulati ívén létrejött másodlagos ívek Laczay (1982) rendszerében álkanyarulat kategóriába sorolhatók. Mivel ily módon a nagy kanyarulatok átalakultak, a kanyarulathossz is jelentősen lecsökkent: a felső szakaszon a legnagyobb kanyarulat hossza 2002-re 630 m-re csökkent, míg az alsó szakaszon 805 m-re. Ezzel szemben a kisméretű kanyarulatok kanyarulathossza kis mértékben növekedett: a felső szakaszon 234 m-ről 245 m-re (4,4 %), az alsó szakaszon pedig 291 m-ről 342 m-re (17,7 %). Így 2002-re mindkét folyószakaszon nagyrészt hasonlóvá vált a kisméretű kanyarulatok hossza (9 a-b ábra).

A kanyarulatok átlagos **húrhossza** 1953 és 2002 között mindkét vizsgált folyószakaszon csökkent, 21,3 %-kal a felső, és 31,9 %-kal az alsó mintaterületen. A változások mértéke azonban – hasonlóan a kanyarulathossz változásához – egyik folyószakaszon sem volt egyenletes.

A felső szakaszon a teljes vizsgált időszakban az átlagos húrhossz csökkenése zajlott, melynek mértéke a 0,6-2,4 m/év között változott (8.a ábra). A változás legintenzívebb időszaka 1975 után következett be, míg 1975 és 1988 között -1,3 m/év, addig 1997-2002 között az átlagos húrhossz csökkenésének mértéke már -2,4 m/év volt. Az alsó szakaszon az előzőnél dinamikusabb változások zajlottak a vizsgált időszakban (8.b ábra), hiszen a jelentős húrhossz csökkenés (1966-1975: -8,4 m/év) mellett az átlagos húrhossz növekedése is megfigyelhető (1953-1966: +0,5 m/év). Azonban a húrhossz növekedés mértéke lényegesen kisebb volt, ezért az 1953-2002 közötti teljes időszakban jelentős mértékű (2,4 m/év) totális hosszcsökkenés történt.

Az átlagos húrhossz, a nagyméretű kanyarulatoknál a felső szakaszon 39,9 %-kal (298 m-ről 179 m-re), az alsó szakaszon 37,5 %-kal (408 m-ről 255 m-re) csökkent. A kisméretű kanyarulatoknál az átlagos húrhossz szintén csökkent, ennek mértéke azonban lényegesen kisebb mindkét szakaszon: a felső szakaszon 8,9 %-os (198 m-ről 181 m-re), míg az alsó szakaszon 11,7 %-os volt a húrhossz csökkenésének mértéke (234,5 m-ről 207 m-re).

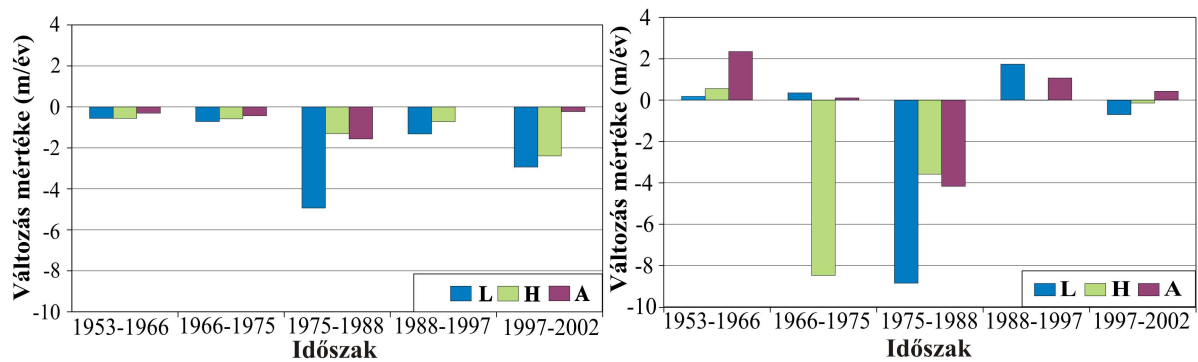


7. ábra: A partvonal futásának változása 1953-2002 között a) a felső szakaszon és b) az alsó szakaszon.

A húrhosszak és a kanyarulathosszak változásával párhuzamosan változott a szakaszok **kanyargóssága** is, azonban a két folyószakasz meglehetősen eltérően viselkedett a vizsgált időszakban: míg a felső szakasz kanyargóssága végső soron csökkent 13,4 %-kal, addig az alsó szakasz kanyargóssága összességében nőtt (18,2 %-al). Bár ez egyik mintaterületen sem volt egyirányú folyamat, inkább ritmusosan változott, bár mintaterületenként ugyanakkor voltak a kanyargósság növekedésének időszakai (1966-1975 és 1988-1997).

A felső szakaszon a legnagyobb mértékű változás 1975 és 1988 között zajlott, amikor intenzív kanyargósság csökkenés következett be (1,41-ről 1,23-ra csökkent), és az ezt követő időszakban ez az alacsony kanyargósság vált jellemzővé. Az alsó szakaszon a kanyargósság legnagyobb szintén 1975-ben volt (1,7), de 1988-ig csökkenése kisebb mértékű, mint a felső szakaszon.

A kanyargósság változása azonban nemcsak a két folyószakaszon volt különböző, hanem a kis- és nagyméretű kanyarok is eltérően viselkedtek mindkét folyószakaszon: a felső szakaszon a nagyméretű kanyarulatoknál a kanyargósság folyamatos csökkenése zajlott, a kisméretű kanyarulatoknál pedig 1953 és 1975 között növekedés volt (1,18-ről 1,41-re), majd 1988-ra lecsökkent (1,26), végül 1988 és 2002 között ismét növekedett. Az alsó szakaszon ezzel szemben a nagyméretű kanyarulatok esetében volt a felső szakasz kisméretű kanyarulataihoz hasonló ingadozás (1953-1975-ig 1,39-ről 1,74-re növekedett, 1988-ig 1,57-re csökkent, végül 1988-2002-ig 1,61-re növekedett), a kisméretű kanyarulatoknál pedig folyamatosan növekedett a kanyargósság (1953-2002 között 1,24-ről 1,65-re).



8. ábra: A mederparaméterek (H, L, A) átlagos éves változása a vizsgált időszakokban a) a felső és b) az alsó szakaszon

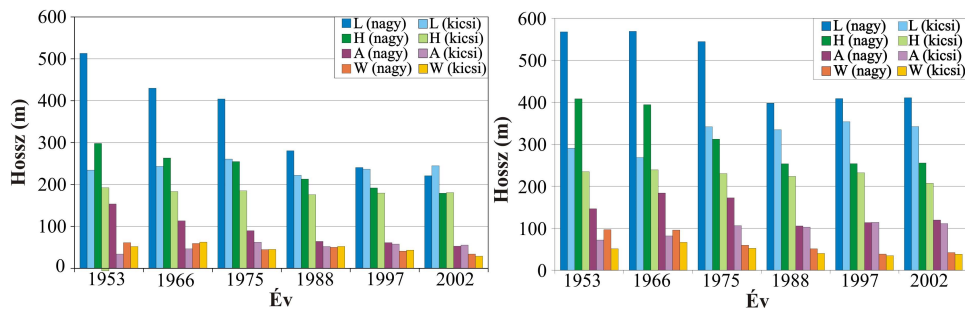
Az amplitúdó a húrral és az ívhosszal együtt vizsgálva megmutatja, hogy a kanyarulatok milyen módon alakultak át, ezért megvizsgáltuk, hogyan alakult a kanyarulatok **amplitúdója** a szakaszokon. A felső szakaszon – a többi kanyarlati paraméterhez hasonlóan – az átlagos amplitúdó folyamatos csökkenése tapasztalható 1953 és 2002 között: átlagos értéke 83 m-ről 54 m-re csökkent (35,3 %-kal, évente -1,6–0 m/év). Az amplitúdók változása a teljes vizsgált időszakban az alsó szakaszon nem volt jelentős, mindössze 8,6 %-kal csökkent 128 m-ről 117 m-re, azonban a vizsgált időszakban jelentős változások zajlottak. Az 1953 és 1975 közötti időszakban az amplitúdó növekedése tapasztalható (mértéke 2,3-0,1 m/év). Ez az átlagos amplitúdó 24,7 %-os növekedését jelenti, így ekkorra elérte a 159 m-t. A következő időszakban (1975-1988) a második kanyargási fázis kialakulása miatt az amplitúdó jelentős mértékű (-4,2 m/év) csökkenése zajlott, majd 1988-2002 között kis mértékű növekedés figyelhető meg (1,1-0,4 m/év).

Az átlagos **amplitúdó** a nagyméretű kanyarulatoknál a felső szakaszon folyamatosan csökkent 154-ről 53 m-re (65,6%-kal), míg az alsó szakaszon 146 m-ről 119 m-re (18,4%-kal). Azonban az alsó szakaszon a csökkenés nem volt egyenletes, hiszen míg 1953-1966 között növekedett az amplitúdó 184 m-re (25,7%-kal), addig 1966-2002 között 35 %-kal csökkent. A kisméretű kanyarulatoknál mindkét szakaszon az amplitúdó növekedése figyelhető meg: a felső szakaszon 34 m-ről 55 m-re (63,4%), az alsó szakaszon 72 m-ről 111 m-re (54,2%). Így a kis- és nagyméretű kanyarulatokra vonatkozó átlagértékek – a húrhosszhoz hasonlóan – szintén kiegyenlítődtek (9a-b ábra).

A vizsgált időszakban a **mederszélesség** jelentős mértékű csökkenése zajlott le mindkét folyószakaszon, melynek mértéke a két szakaszon 1953 és 2002 közötti időszakban hasonló mértékű volt (felső szakasz: 39 %; alsó szakasz: 45 %), azonban mederszélesség csökkenésének mértéke az egyes időszakokban és folyószakaszokon eltérő volt. A felső szakaszon 1966-ig nem változott az átlagos mederszélesség, majd 1966 után folyamatosan csökkent. A szűkülés mértéke 1,5 m/év (1966-1975) és 0,2 m/év (1975-1988) között változott. Az alsó szakaszon bár összességében szűkülés jellemző, de voltak időszakok, amikor a mederszélesség nőtt: 1953-1966 valamint 1997-2002 között a mederszélesség ki mértékű növekedése figyelhető meg (0,76-0,78 m/év), míg 1966 és 1997 között a meder szűkült (-0,8 és -3,1 m/év közötti sebességgel).

A kis- és nagyméretű kanyarulatok mederszélesség változásában a felső szakaszon nem tapasztalható nagy különbség, mivel mindkét típusnál összességében csökkenés zajlott, melynek mértéke is közel azonos volt (1953-2002 között a kisméretű kanyaroknál 44,1%-kal, a nagyméretű kanyaroknál 44,5%-kal csökkent), azonban a kisméretű kanyaroknál nem volt folyamatos a mederszélesség csökkenés, inkább ritmusosan változott. Az alsó szakaszon is csökkenés zajlott mind a nagyméretű, mind a kisméretű kanyaroknál, de eltérő mértékben (1953-2002 között a kisméretű kanyaroknál 25,5%-kal, a nagyméretű kanyaroknál 56,4%-kal csökkent).

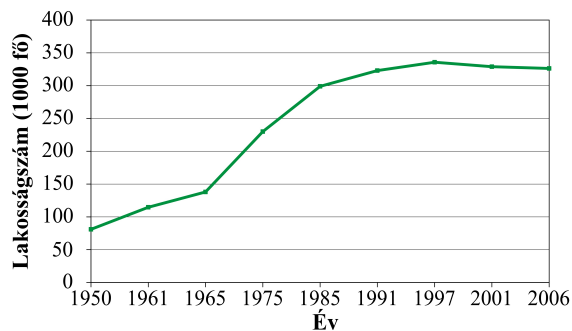
A változások iránya hasonló a felső szakaszhoz, mivel a nagyméretű kanyaroknál folyamatos csökkenés zajlott, a kisméretű kanyaroknál pedig inkább ritmusosan változott.



9. ábra: Az átlagos mederparaméterek (L, H, A, W) változása a kis- és nagyméretű kanyarulatokban a vizsgált időszakokban a) a felső szakaszon és b) az alsó szakaszon

4.3. A hidrológiai és morfológiai paraméterek változásának értékelése

Az **1950-es évek közepéig** (1956-57) a hidrológiai paraméterek nem változtak lényegesen vízállástartósságok alapján. A vizsgált időszakban ekkor mérték a legnagyobb mederformáló és középvízhozamokat, amelyekhez a morfológia alkalmazkodott. Így a meder viszonylag széles volt, és a vizsgált szakasz változatos morfológiájú, hiszen mindkét szakaszon előfordultak nagy és kisebb méretű kanyarok is. Az **1950-es évek közepétől (1956-57) 1997-ig** a hidrológiai paraméterek jelentős változása figyelhető meg, ami a csökkenő vízállás-, mederformáló és a középvízi vízhozam tartósságok mellett, az árvizes évek és árvizes napok gyakoriságának növekedésében és az évi legnagyobb vízállások szélsőségesebbé válásában is megmutatkozik. A hidrológiai paraméterek változásának oka lehet a csapadékmennyiség változása, valamint az 1960-as évek közepétől megfigyelhető intenzív urbanizáció a Hernád völgyének szlovákiai szakaszán, az ennek következtében megnövekvő mezőgazdasági és ipari termelés és az ezekkel összefüggő vízkivétel és szennyvízbevezetés, valamint a duzzasztók építése (1956, 1968 és 1972), habár ezekre vonatkozó pontos adatsorokkal (Kassa és Eperjes lakosságszámán (10. ábra) kívül) Szlovákiából nem rendelkezünk.



10. ábra: Kassa és Eperjes együttes lakossága 1950-2006 között
 (adatok forrása: www.populstat.info/Europe/slovakit.htm)

A hidrológiai paraméterek a Hernád vizsgált szakaszain a morfológia átalakulására is utalnak. A **meder bevágódott**, amit a vízállás-vízhozam kapcsolatok (ugyanaz a kis vízhozam egyre kisebb vízszinttel vonul le) is mutatnak. Ezért a korábban kialakult övzátányok a középvíznél magasabb szintre kerültek, így lehetővé vált rajtuk a növényzet meglepedése, aminek következtében a **mederszélesség csökkent**. Hasonló folyamatokat írt le Martin és William (1987) és Friedman et al. (1996). Míg 1953-ban a mederszélességre jellemző volt, hogy a kanyarulatok csúcsában kiszélesedett és nagy különbség volt a legnagyobb és legkisebb

mederszélesség között (a felső szakaszon 28-174 m között, az alsó szakaszon 24-200 m között változott), 2002-re az átlagos mederszűküléssel párhuzamosan a mederszélesség a kanyarulatok csúcsában és az inflexiós szakaszok között egységesebbé vált, (a felső szakaszon 20-98 m között, az alsó szakaszon 29-97 m között változott). A bevágódással párhuzamosan a nagyvízi meder szűkült, amit jelez a mederszélesség csökkenése és a mederkitöltő vízszinthez tartozó egyre kisebb vízhozam értékek is, ami a mederszelvény területének csökkenését mutatja.

A hidrológiai egyensúly megbomlása miatt a **kanyarulatmintázatban** is változások indultak el, amelyekre a két vizsgált szakasz, illetve azok kis- és nagyméretű kanyarulatai is eltérő módon reagáltak. A nagyméretű kanyarulatokon mindkét folyószakaszon másodlagos hurkok alakultak ki 1953 és 1975 között, melyek 1988-ra önálló, de kisebb kanyarulatokká alakultak, így morfológiai paramétereik nagymértékben megváltoztak (csökkent a kanyarulatok hossza, a húr hossz és az amplitúdó is). A kis méretű kanyarulatoknál tapasztalt változások sokkal kisebb mértékűek és eltérő típusúak voltak, mivel ezeknél a morfológiai paraméterek (L, A) kismértékű növekedése zajlott. A kanyarulatmintázat átalakulásának következményeként az 1953-ban meglévő különbség a kis és nagyméretű kanyarulatok között 2002-re szinte teljes mértékben megszűnt, a kialakult új mintázat egységesebb és valószínűleg jobban alkalmazkodik a megváltozott hidrológiai paraméterekhez.

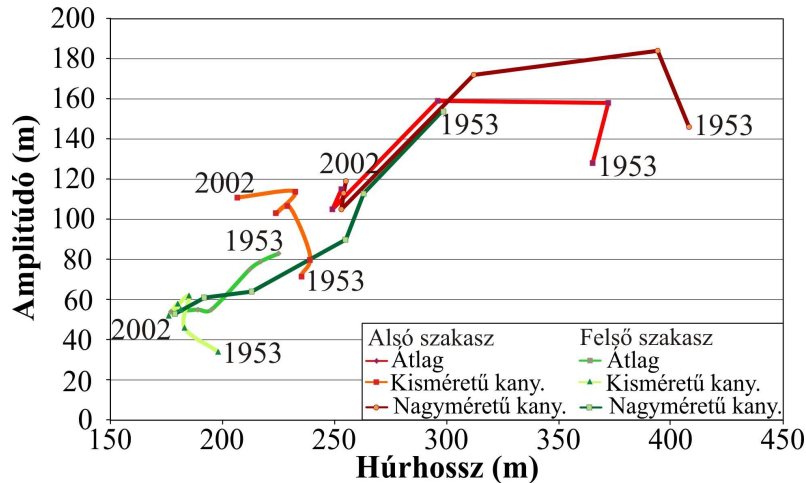
A két szakasz között is voltak azonban különbségek, ami elsősorban a nagyméretű kanyarulatok fejlődésénél szembejövő, ugyanis a felső szakaszon hamarabb, már 1953 és 1966 között elkezdődött a nagyméretű kanyarulatok átalakulása, és ebben a fejlődési fázisban minden paraméter folyamatosan lecsökkent. Ennek oka lehet, hogy itt a vizsgálati időszak elején a legnagyobb kanyarulat hossza meghaladta az alsó szakasz kanyarulatainak hosszát, így feltehetően közelebb állt a határértékhez, ezért a hidrológiai paraméterekben bekövetkező kisebb mértékű módosulások hatására is elindult a kanyarulatmintázat átalakulása. Azonban nem csupán a kanyarulatmintázat változás idejében vannak különbségek, hanem annak mértékében is. A felső szakaszon az átlagos kanyarulathossz és az amplitúdó csökkenésének mértéke közel kétszerese az alsó szakaszon tapasztalhatónak, így itt a kis és nagyméretű kanyarulatok közti különbség teljesen megszűnt. Az alsó szakaszon ezzel szemben a vizsgált időszak végén, 2002-ben is találhatók még nagyobb méretű kanyarulatok, tehát a kanyarulatok nem váltak annyira egységessé. Ennek oka lehet, hogy a felső szakasz mederanyaga durvább és esése is nagyobb, ezért az átalakulások gyorsabban és nagyobb intenzitással játszódhatnak le, mint a kisebb lejtésű és kötöttebb anyagú mederben. Ráadásul az alsó szakaszon a magasparti tömegmozgások aktivitása lényegesen nagyobb (Szabó 1996), így a folyó medrének alakváltozását lényegesen több "idegen" anyag befolyásolja, alkalmasint fékezi.

A kanyarulatmintázat átalakulásának folyamatát jól mutatja a **húr hossz és az amplitúdó kapcsolata** (11. ábra). A felső szakasz nagyméretű kanyarulatainak húr hossza folyamatosan csökkent és ezzel együtt az amplitúdó is. Csupán a két paraméter csökkenésének mértéke különbözött az egyes időszakokban, de jelentősebb változás a paraméterek arányában, azaz a kanyarulatok alakjában nem történt.

Az alsó szakaszon ezzel szemben összetettebb, több szakaszra osztható változások zajlottak. Az első időszakban (1966-ig) a kanyarulatok megnyúltak, miközben húr hosszuk nem változott jelentősen, majd (1966-1975) a kanyarulatok összeszűkültek (húr hosszuk csökkent az amplitúdó változatlan maradt), így 1975-re az amplitúdó és a húr hossz aránya hasonlóvá vált a felső szakaszon 1953-ban, a kiindulási állapotban a nagy kanyarulatokra jellemző állapothoz. A következő szakaszban (1975-1988) zajlott le a másodlagos kanyarulatok kialakulása, ekkor mindkét paraméter csökkent, a csökkenés mértéke és a paraméterek arányának változása pedig megegyezik a felső szakaszon 1953 és 1966 között. Az utolsó szakaszban (1988-2002) a kialakult új kanyarulatokban közel azonos húr hossz mellett az amplitúdó növekedése figyelhető meg, ami megegyezik korábbi kutatások eredményeivel (Hickin 1974, Brice 1974), amelyek arra a

következtetésre jutottak, hogy a kanyarulatfejlődés korai szakaszában a kanyarulatok inflexiós pontjai helyben maradnak és megnyúlás jellemző rájuk.

A kis méretű kanyarulatok átalakulása kevésbé különbözött a két szakaszon, ugyanis mindkettőnél a húr hossz csökkenése és az amplitúdó növekedése figyelhető meg, vagyis a kanyarulatok megnyúltak (vagyis megváltozott hidrológiai körülmények között is “normálisan” fejlődnek).



11. ábra: A húr hossz és az amplitúdó kapcsolata

A leírt morfológiai változások (mederszűkülés és kanyarulatmintázat változás) következményeként a nagyvízi meder vízszállító képessége csökkent. Erre utal, hogy a nagyvízi vízállásokhoz tartozó vízhozam-értékek a vizsgált időszakban csökkentek, és ugyanaz a vízhozam egyre magasabb vízszinttel, egyre hosszabb árvizes időszakokn keresztül vonul le.

Az **1990-es évek végétől** a hidrológia viszonyok kezdtek visszatérni a kiindulási állapotba (az 1960-as években tapasztalható értékekhez). Megnövekedett a mederformáló és középvízhozam, az árvizes évek előfordulásának gyakorisága. A kanyarulatmintázat azonban nem képes azonnal követni a hidrológiai paraméterek változását, hatása a mintázatra az utolsó légifelvételkészítésének időpontjában (2002) még nem érvényesült. A kialakult morfológia mellett a hidrológiai paraméterek megváltozása az árvízi kockázat növekedését okozza, mivel árvizek levezetése lelassult és az árvizek magasabb vízállással tetőznek, hiszen a meder jóval kisebb vízhozamok levezetésére módosult.

5. Összegzés

A Hernád vizsgált, magyarországi szakaszain jelentős morfológiai változások zajlottak az elmúlt fél évszázadban, amelyeket a hidrológiai viszonyok jelentős mértékű módosulása okozott.

Az 1950-es évek végéig a hidrológia paraméterek hosszú távon fennálló egyensúlyi állapotokat tükröztek, hiszen a vízállásadatok tartóssági görbéi nem változtak jelentősen. Ehhez alkalmazkodott a medermorfológiai is: a Hernádot széles meder, változatos kanyarlati viszonyok jellemezték.

Az 1950-es évek végétől a hidrológiai egyensúly felborult: a vizek szintje alább szállt, a vízhozamok módosultak, a vízjárás szélsőségei nőttek. Ez a vízgyűjtő felsőbb részein bekövetkező lefolyásviszonyok módosulásával, a nagy szlovákiai városok intenzív fejlődésével és megnövekedett vízkivételével, a víztározók megépítésével és feltöltésével állhat kapcsolatban. A hidrológiai rendszer megváltozásával egyidőben a Hernád morfológia viszonyai is átalakultak, a meder a kisebb vízmennyiség levezetésére módosult: szűkült, a nagy kanyarulatokon másodlagos hurkok fejlődtek. Azonban a nagyobb esésű és durvább mederanyagú, csuszamlásokkal nem

érintett szakaszon ezek a változások jóval intenzívebbek, és a folyamatok egyirányúak voltak (a horizontális kanyarulati paraméterek folyamatos csökkenése), ez a szakasz érzékeny választ adott a változásokra. Hatalmas kanyarulata már valószínűleg ekkor is a vízhozam-szélesség-kanyarulathossz tekintetében a változás küszöbértékén állt, azaz a legkisebb változás is elég volt ahhoz, hogy másodlagos kanyarulatok jöjjenek rajta létre. Ezzel szemben a kisebb esésű, kötöttebb partanyagú szakaszon – bár a paraméterek csökkentek, és az intenzív csökkenési időszakok a felső és az alsó szakaszon egybeesnek – ciklikus változások történtek, azaz a rendszer némileg képes volt pufferni az őt ért hatásokat. Így az alsó szakasz válasza a változásokra robusztusnak tekinthető, a folyó kanyarulatai viszonyai a morфомetriai küszöbértékek határán mozoghatnak.

A különböző vízhozamok (mederformáló és középvíz) az 1990-es évek végétől nőttek, az eredeti hidrológiai állapotok felé közelítenek. Ennek oka a szlovák városok népességyaradásának megállása és a csatornázottság révén a Hernádba történő víz visszajuttatás megnövekedése lehet. Azonban ennek morfológiai következményei még nem jelentkeznek. Ugyanakkor az eddig kialakult morfológia az árvízi kockázat növekedését okozza, mivel árvizek levezetése lelassult és az árvizek magasabb vízállással tetőznek, hiszen a meder jóval kisebb vízhozamok levezetésére módosult.

Felhasznált irodalom

- Ackers P. 1982: Meandering channels and the influence of bed material. In: Hey, R.D., Bathurst, J.C., Thorne, C.R. (eds): Gravel-bed rivers. Wiley, 339-421.
- Bendefy L. 1973: A Hernád Geomorfológiája. In: Vízrajzi Atlasz sorozat 16. – Hernád VITUKI, Budapest 16-19.
- Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó, Budapest 755.
- Bradley C., Smith, D.G. 1984: Meandering channel response to altered flow regime: Milk River, Alberta and Montana. Water Resources Research, 20/12, 1913-1920.
- Braga G., Gervasoni S. 1989: Evolution of the Po River: an example of the application of historic maps. In: Petts G.E., Moller H., Al R. (eds): Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe. Wiley, 113-126.
- Bravard J.P., Amoros C., Pautou G., Bornette G., Bournaud M., Creuze Des Chatelliers M., Gilbert J., Peiry J., Perrin J., Tachet H. 1997: River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. Regulated Rivers: Research and Management, 13, 75-90.
- Brice, J.C. 1974: Evolution of Meander Loops. Geological Soc. of Am. Bull. Vol. 85, apr. pp. 581-586.
- Capelly G., Miccadei E., Raffi R. 1997: Fluvial dynamics in the Castel de Sangro plain: morphological changes and human impact from 1875 to 1992. Catena, 30, 295-309.
- Carlston C.W. 1965: The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. Am. Journal of Science, 263, 864-885.
- Csoma J. 1973: A Hernád hidrográfiaja. In: Vízrajzi Atlasz sorozat 16. – Hernád VITUKI, Budapest. 7-15.
- Dury G.H. 1961: Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. Bull. Int. Ass. Scientific Hydrology, 6/3, 48-55.
- Ferguson R.I. 1975: Meander irregularity and wavelength estimation, Journal of Hydrology, 26, 315-333.
- Friedman J.M., Osterkamp W.R., Lewis W.M. 1996: The role of vegetation and bed-level fluctuations in the process of channel narrowing. Geomorphology, 14, 341-351.
- Gábris Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozama. Alföldi tanulmányok 10, Békéscsaba, 35-52.
- Gábris Gy. 1995: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. Földrajzi értesítő. 44/1-2, 101-109.
- Gautier E., Brunstein D., Vauchel P., Roulet M., Fuertes O., Guyot J. L., Darozzes J., Bourrel L. 2006: Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). Earth Surf. Processes and Landforms, 32/2, 230-248.
- Gilvear D., Winterbottom S., Sickingabula H. 2000: Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia. Earth Surf. Process. Landforms 25, 421-436.
- Gurnell A.M. 1997: Channel change on the River Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. Regulated Rivers: Research and Management, 13, 13-26.
- Harmar O.P., Clifford, N.J. 2006: Planform dynamics of the Lower Mississippi River. Earth Surf. Processes and Landforms, 31, 825-843.
- Hey R.D. 1976: Impact prediction in the physical environment. In: O'Riordan T., Hey R.D. (eds.) Environmental Impact assessment. Saxon House, Farnborough, 71-81.

- Hickin, E.J. 1974: The Development of Meanders in Natural River-channels. *American Journal of Science*. 274, 414-442.
- Hooke J.M. 1997: Styles of Channel Change. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D. (eds.) *Applied Fluvial Geomorphology for Engineering and Management*. Wiley, Chichester. pp. 237-268.
- Kiss T., Fiala K., Sipos Gy. 2008: Altered meander parameters due to river regulation works, Lower Tisza, Hungary. *Geomorphology*, 98/1-2, 96-110.
- Kiss T., Sipos Gy. 2007: Braid-scale geometry changes in a sand-bedded river: significance of low stages. *Geomorphology*, 84, 209-221.
- Lacay I. 1973: A Hernád kanyarulati viszonyai. In: *Vízrajzi Atlasz sorozat 16. – Hernád VITUKI*, Budapest 23-29.
- LACZAY I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények*. 64.2. 235-254.
- Lane, S.N., Richards, K.S. 1997: Linking river channel form and process: time, space and causality revisited. *Earth Surface Proc. and Landforms*, 22, 249-260.
- Langbein W.B., Leopold L.B. 1966: River meanders – theory of minimum variance. *USGS Prof. Paper*, 422H.
- Leopold L.B., Wolman M.G. 1960: River Meanders. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71, 769-794.
- Leopold L.B., Wolman M.G. 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco, 522.
- Lewin J. 1972: Late-stage meander growth. *Nature Physical Science* 240, 116.
- Lewin J. 1977: Channel pattern changes. In: Gregory K.J. (ed): *River Channel Changes*. Wiley, 167-183.
- Li L., Lu X., Chen, Z. 2007: River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. *Geomorphology* 85. 185-196
- Martin C.W., William C.J. 1987: Historical Channel Narrowing and Riparian Vegetation Expansion in the Medicine Lodge River Basin, Kansas, 1871-1983. *Annals of the Ass. of American Geographers*, 77/3, 436-449.
- Montgomery D.R., Buffington J.M. 1998: Channel processes, classification and response. In: Naiman R., Bilby R. (eds): *River ecology and management*, Springer-Verlag, New York, 13-42.
- Page K., Frazier P., Pietsch T., Dehaan R. 2007: Channel change following European settlement: Gilmore Creek, Southeastern Australia. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 1398-1411.
- Page K., Read A., Frazier P., Mount N. 2005: The effect of altered flow regime on the frequency and duration of bankfull discharge: Murrumbidgee River, Australia. *River. Res. Applic.* 21, 567-578.
- RBMP (River Basin Management Plan) 2006: A Hernád folyó részleges vízgyűjtő gazdálkodási terve. A Víz Keretirányelv megvalósítása határvízi körülmények között. (Project PPA03/HUSK/9/1)
- Richards K.S., Wood R. 1977: Urbanization, water redistribution, and their effect on channel processes. In: Gregory K.J. (ed): *River channel changes*. Wiley, 369-388.
- Rinaldi M. 2003: Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, Central Italy. *Earth Surf. Process. Landforms* 28, 587-608.
- Rinaldi M., Simon A. 1998: Bed-level adjustments in the Arno River, central Italy. *Geomorphology*, 22, 57-71.
- Schumm S.A., Beathard R.M. 1976: Geomorphic thresholds: an approach to river management. *Am. Soc. Civil Engineers Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div. 3rd Ann. Symposium Proceedings*, 707-724.
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 138.
- Surian N., 1999: Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surf. Process Landforms* 24, 1135-1151.
- Szabó J. 1996: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. *Kossuth Egyetemi Kiadó Debrecen*, 113-135.
- Szabó J. 2006: A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai. In: Szabó J., Dávid L. (szerk): *Antropogén geomorfológia*. Debrecen, 168-190.
- Szabó M. 2006: A vegetáció feltüntetése és a szukcesszió lehetséges útjai a Szigetközben a lipóti övzóna példáján. III. Magyar Földrajzi Konferencia MTA-FKI, Budapest, CD, 1-11
- Urban M.A., Rhoads B.L. 2003: Catastrophic human-induced change in stream-channel planform and geometry in an agricultural watershed, Illinois, USA. *Annals of the Ass. of Am. Geographers* 93/4. 783-796.
- Williams G.P. 1978: Bankfull discharge of rivers. *Water Research*, 14/6, 1141-1154.
- Winterbottom, S.J. 2000: Medium and short-term channel planform changes on the Rivers Tay and Tummel, Scotland. *Geomorphology*, 34, 195-208.

Völgyi szimmetria viszonyok a Borzsa-vízgyűjtő területén

Kész Attila

*Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar, Természetföldrajzi és
Geoinformatikai Tanszék, 4032 Debrecen, Egyetem Tér 1/1.
kész.a@vipmail.hu*

Bevezetés

Jelen tanulmány a Borzsa-vízgyűjtő területén végzett morfológiai mérések eredményeit mutatja be. A vizsgálatok középpontjában a völgyi szimmetria viszonyok kiértékelése állt.

A vízgyűjtő területen belül egymástól élesen elkülönülő domborzati és litológiai adottságú tájak találhatók, melyet a morfológiai paraméterek is alátámasztanak. Jellemzőik jó közelítéssel adnak Kárpátalja domborzatilag és közzettanilag hozzájuk hasonlóságot mutató más területi egységeire vonatkozólag.

A tanulmány célja meghatározni a kutatási terület vízfolyás- és völgy-sűrűségét, azok bifurkációs viszonyait. Továbbá bemutatni a vízgyűjtő területre jellemző lejtősséget, meghatározni a völgyek szimmetria viszonyait.

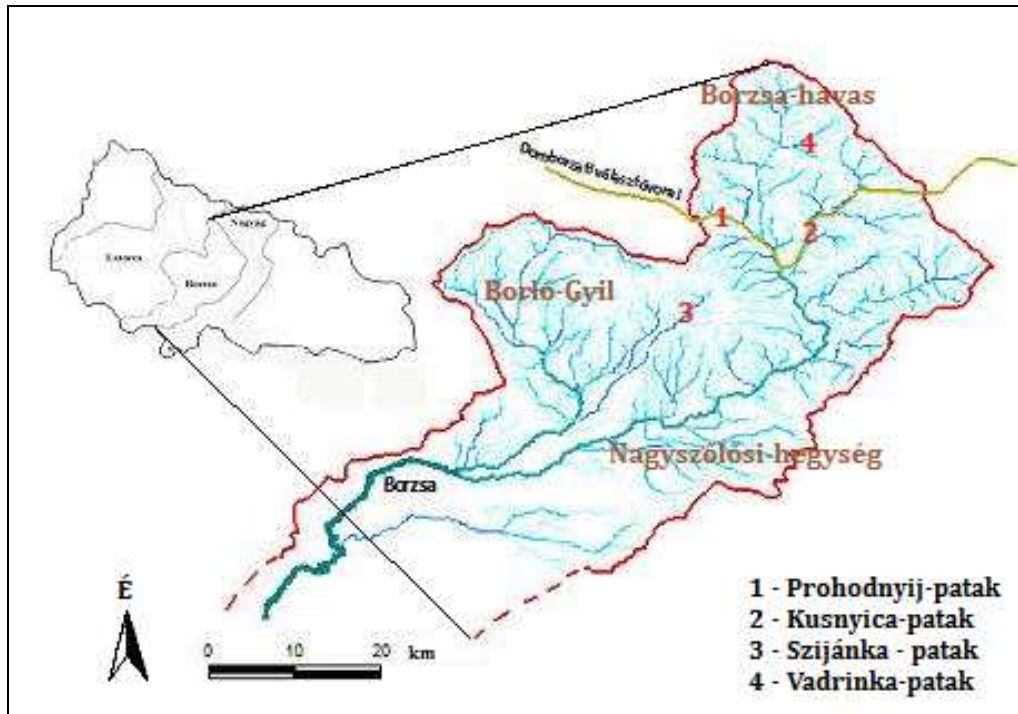
A felszín formakincsének vizsgálata régóta áll mind a statikus, mind a dinamikus geomorfológiai kutatások középpontjában. Az alapkutatások mellett az alkalmazott kutatásokban is egyre szélesebb körben elterjedtek a morfológiai paraméterek analitikus célú meghatározása és kiértékelése (Kerényi 1976, Kertész 1972, Szabó J. 1984). A kvantitatív geomorfológiában az 1960-as években terjedt el Magyarországon a statisztikai analízis módszereinek alkalmazása (Demeter és Szabó Sz. 2008). Az 1990-es évektől pedig a geoinformatikai által lehetőségeként kínált módszerek alkalmazása vált széleskörűen elterjedtté (Szabó G. 2008).

A vizsgált terület földrajzi helyzete

A Borzsa-vízgyűjtő (területe: 1827 km²) Kárpátalja központi területét foglalja el (1 ábra). A Nagyág és a Latorca folyók vízgyűjtői között található. A vízgyűjtőterület hegyvidéki részének domborzatilag két egymástól jól elkülöníthető részterülete a következő: északon a Vecsa (a Latorca bal oldali mellékága) és a Nagyág között a Borzsa-havas foglal helyet, melyet délről a Szolyva- és Prohodnyij-patak határol. Ezekről a patakoktól délre a vulkáni vonulathoz tartozó hegységek következnek. A Latorca és a Borzsa között a Borló-Gyil, a Borzsa és a Nagyág között pedig a Nagyszőlősi-hegység foglal helyet (1 ábra).

A Borzsa-havas kőzetanyaga alsó- és felsőkréta sötétszürke, fekete színű flis üledék, amelyet paleocén-eocén-oligocén üledék takar (Pinczés 2002). A hegység két ággal kezdődik, az északit a Temnatik, a délit a Sztij jelzi. A két ág a Nagyhegyben egyesül. A gerinc ívét tovább a Gemba, a Zsid Magura, a Grad és a Krugla jelöli ki. A hegyvonulat tetőszintje terjedelmes lapos fennsík. Az egész hegység zárt, tömeges, lakatlan (Kovács és Bakura. 1996). A Borló-Gyil miocén-pliocén andezitlávából, közbetelepült andezit- és dácittufából épül fel, amelyek az egykori Nyugat–Kelet-i irányba eltolódó kitörési központok sorát mutatják. A hegység vízhálózatának rajzolata alapján a Dehmanovot a Buzsorát kalderának minősíthetjük. Ahogy más területen Gábris (1987) kimutatta itt is, a völgyek sugár irányú széttartása jellemző, a kalderaperem külső oldalán. A Buzsora domborzatilag jól elkülönül környezetétől. Kalderáját a Buzsora – Zsbör – Bösztra – Kámeny gerincvonallal jelölhetjük ki. A Bösztra-hegységnek a délnyugati és délkeleti mellékgerince egy jól kirajzolódó krátert alkot, melynek

szerkezete sztratovulkáni (1. kép). A hegyvidék déli oldala erősen felszabdalt, a lejtők itt csekély meredekségűek, az északiak egységes megjelenésűek és meredekebbek.



1. ábra: A Borzsa vízgyűjtő területe.



1. kép: Bösztro-hegy K-i lejtőjén elhelyezkedő feltárás. (A réteglapok ÉK-i dőlést mutatnak, azok anyaga andezit, andezit- és dácittufa).

A Borzsa-havasok és a Nagyszőlősi-hegység vulkanikus vonulata egyértelmű éles határral nem választható el. A hegység főgerince Huszttól nyugatra a Tiszáig húzódik, melyet me-

redék falként kísér (Tupoj-hegycsoport). A Nagyszőlősi-hegység főgerince több nyugati és déli irányba fokozatosan alacsonyodó ágot bocsát ki, a nyugati ághoz tartozva több „magányos” csúcs (Nagyszőlősi Fekete-hegy, Salánki Helmec-hegy) meredeken magasodik az al-földi környezet fölé (Kovács és Bakura 1996).

Alkalmazott kutatási módszerek

A vízgyűjtő terület morфомetriai jellemzőinek feltárása céljából DDM-t készítettem. A DDM (digitális domborzat modell) alaptérképét négy 1:100 000-es méretarányú, az érintett területre vonatkozó térképszelvény szolgáltatta. A raszteres állapot rendelkezésünkre állt Gauss-Krüger-vetületben. A vektoros adatbázis létrehozása ArcView GIS 3.2 szoftver alkalmazásával készült. A vízhálózattal és völgyhálózattal kiegészített DDM lehetőséget kínál a folyó- és völgyhálózat rajzolatának áttekintésére és annak bifurkációs viszonyainak értékelésére (Kész 2008). A vízfolyás- és völgyhossz, valamint a területmérés elvégzését követően a völgy- és vízfolyás sűrűség kiszámítható (a vízfolyáshossz felvétele esetén a kékvonal elvet, a völgyhossznál pedig a barna vonal elvet követve). Az eljárást kétféleképpen végeztem el. Egyrészt a területek, völgyek és vízfolyások teljes figyelembe vételével, másrészt a Borló-Gyil, Nagyszőlősi-hegység területéből az Ilosvai-medence részterületének, völgyszerű képződményeinek (nem valódi völgy, ez alatt azt a völgyszakaszt értem, melynek völgyoldalai a 20 m-es szintkülönbséget nem haladják meg) és vízfolyásainak levonásával, kiküszöbölve annak befolyásoló szerepét. (A Borzsa-folyó vízgyűjtő egészen a Salánki-síkság levonását is hasonló ok miatt tettem meg.) A kutatás céljának megfelelően az eltérő domborzati területeken mért morфомetriai paraméterek az eredmények tárgyalásánál rendre összehasonlításra kerültek.

A bifurkációs mutató meghatározása céljából a völgyek és vízfolyások egyes szakaszainak rendüségét kategorizálását végeztem el (A vízfolyás- és völgyszakaszok rendüségének meghatározása a Horton által kidolgozott elv szerint történt). A bifurkációs mutatókat az alábbi összefüggés alapján számoltam ki.

$$R_b = \frac{\sum u_n}{\sum u_{n+1}}$$

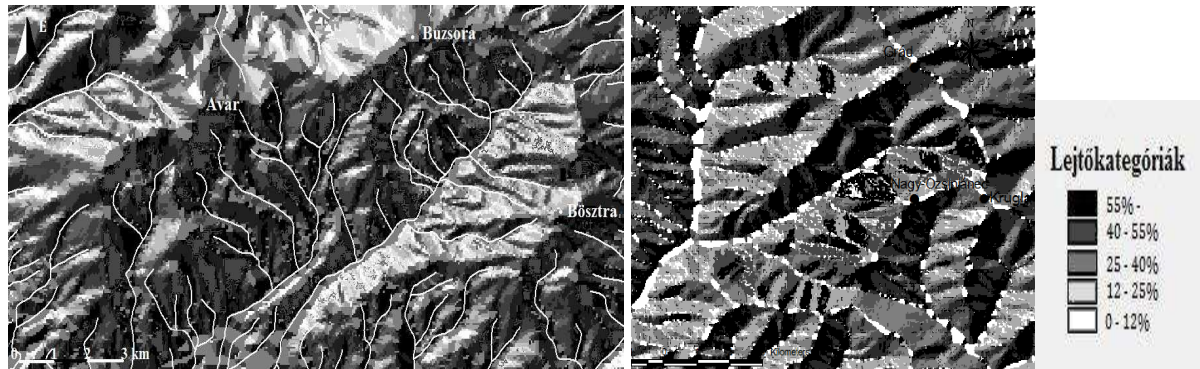
ahol: u az n -ed rendű vízfolyások, völgyek száma
 n a rendüség szám

A hosszszelvények megrajzolásával a vízfolyások esésviszonyai értelmezhetőek, míg a keresztaszelvények a völgyek szimmetria viszonyait tükrözik. A hosszszelvények elkészítéséhez mindkét részterületről negyedrangú patakokat választottam, mivel számuk már elegendő az összehasonlítás megtételéhez, és mindkét területen előfordulnak.

A részvízgyűjtő területeken mért átlagos völgyszakasz-hossz rendüség szerinti összevetése nemcsak a kirajzolódó különbségeket jelzi, hanem a rendüség és a völgyhossz közötti kapcsolatot is. Az eljárás során a hatod rendű völgyszakasz figyelmen kívül hagyása volt indokolt, hiszen az északi részvízgyűjtő terület nem rendelkezik ilyen kategóriába tartozó völgyel.

A lejtősegi paraméter (általános lejtőmeredekségi viszony) meghatározása a különböző terület egységeken belül, egy-egy részvízgyűjtő terület kiválasztásával történt. A Borzsa-havas területén a Vadrinka-patak (mely a Grad-hegy nyugati lejtőjén található lásd 1. ábra 4. pontja), míg a Borló-Gyil és Nagyszőlősi-hegység területén a Szinjánka-patak (a patak a Buzsora kalderájában helyezkedik el, amit délnyugaton a Zsbör-hegy keleti oldalán tör át lásd 1. ábra 3. pontja) vízgyűjtője került kiválasztásra. A lejtőkategória térkép (2. ábra) alapján meghatá-

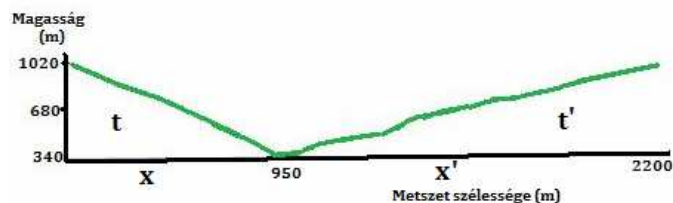
rozásra került az egyes lejtőkategóriák elterjedésének százalékos aránya (A lejtőkategóriákat a mintaterületek sajátossága miatt az alábbi értékhatárokkal jelöltem ki: 0-12 %, 12-25 %, 25-40 %, 40-55 %, 55 % felett). A lejtőség kiszámítását a Szabó (1984) által korábban leírtak szerint végeztem. A lejtőkategóriák alapján az így számolt lejtőség értéke 0 – 5500 között alakulhat. Mivel a kapott érték azonban nem összehasonlítható más területek lejtőség számával, ezért alkalmaztam az általánosan használt lejtőkategóriákat is (ezek rendre: 0-5 %, 5-12 %, 12-17 %, 17-25 %, 25 % felett). A völgyek szimmetriájának kimutathatóságát teszi lehetővé, ha lejtőséget meghatározzuk a vízgyűjtő két oldalán, és azok arányát vesszük.



2. ábra: Szinjánka-patak (baloldal) és Vadrinka-patak (jobb oldal) lejtőkategória térképe.

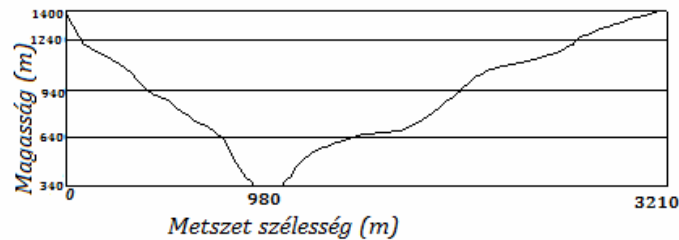
A völgyi szimmetria viszonyt legcélszerűbb keresztmetsvények segítségével vizsgálni. Egy adott völgy szimmetria értékének meghatározására a véletlen elvén képzett keresztmetszet nem alkalmas. Minimálisan egy völgyszakaszon annyi számú keresztmetszet készítése szükséges, amely megrajzolja a völgykeresztmetszet eredőjét. Ennek felhasználásával a völgyi szimmetria viszony számolható. A keresztmetsvényeket az egyes völgyi egységek völgyfőitől kiindulva a völgytalpra merőlegesen 250 m-es távolságokként készítettem el.

Figyelembe véve a dombsor és hegyhát szimmetriájára vonatkozó aszimmetricitási indexet (a gerincvonal közelebbi határoló völgytől való távolságának és a két szomszédos völgy közötti távolság felének hányadosa, Demeter és Szabó 2008) az empirikus alak felírható lenne: a völgytalptól a közelebbi gerincvonal távolságának és a völgyet keretező két hegygerinc távolságának felével vett arányával. Ez azonban a völgyek esetén nem alkalmazható, mivel figyelmen kívül hagyja a völgytalp szélességét. A völgyek aszimmetricitási indexe völgykeresztmetszet felhasználásával a következő: a közelebbi gerincvonal távolságának (x) és a hozzá tartozó keresztmetszeti terület összegének (t) aránya a távolabbi gerincvonal távolságának (x') és az ahhoz tartozó keresztmetszet területének (t') összegével. (3. ábra)

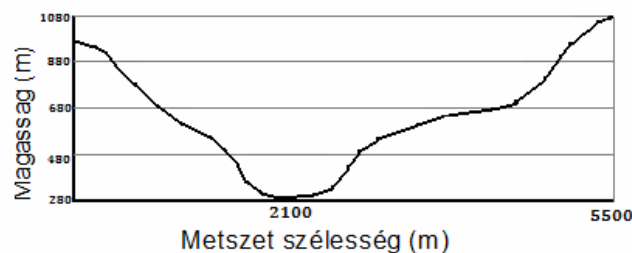


3. ábra: Völgyi aszimmetricitási index jelrendszere.

A Borzsa-folyó vízgyűjtőjének északi és déli részvízgyűjtő területeinek jellemző aszimmetricitási index meghatározása érdekében megszerkesztettem a völgyek keresztmetszelvevényből egy átlagos völgy keresztmetszetet (4. ábra), amelynek segítségével meghatároztam a szimmetria viszonyt jelző értéket. Völgyek keresztmetszeteinek egymásra helyezését rendre a völgyfenék illesztésével végeztem el úgy, hogy a rövidebb és hosszabb völgyoldalak a nekik megfelelő oldalra kerüljenek. Azokat a völgyeket, melynek a fővölgye minimum másodrendű, és hossza meghaladja a 1,5 km-t egy völgyi egységnek tekintettem.



4/a. ábra: A Borzsa-havas területének átlagos völgyi keresztmetszete.



4/b. ábra: Borló-Gyil, Nagyszőlősi-hegység átlagos völgyi keresztmetszete.

Szimmetrikusnak tekinthető az a dombsor, hegyhát, hegygerinc, völgy amelynek aszimmetricitási indexe 1.0, vagy ahhoz közelít (Demeter és Szabó Sz. 2008). A völgyek aszimmetriájuk szerinti csoportosításához az alábbi kategorizálást javaslom.

aszimmetriai indexe	völgy típus
< 0,50	erősen aszimmetrikus völgy
0,51 – 0,75	aszimmetrikus völgy
0,76 – 0,90	gyengén aszimmetrikus völgy
0,91 – 1,00	közel szimmetrikus /szimmetrikus völgy

A völgyekre jellemző aszimmetricitási index számíthatóságát megnehezíti, hogy szükséges az átlagos keresztmetszet szelvény, amelynek elkészítése hosszabb völgyszakaszok esetén már nem egyszerű feladat, mivel nagy körültekintést igényel, valamint a különböző tágasságú völgyekből rajzolt átlag keresztmetszet megrajzolása erősen szubjektív. Ennek kiküszöbölése érdekében alkalmazhatóbb a völgyszakaszok szimmetria viszonyának meghatározására az alábbi összefüggés, melyhez a következő formulát dolgoztam ki:

$$Asz = \frac{\overline{x_1} + T_1 + v_1}{\overline{x_2} + T_2 + v_2}$$

ahol:

$\overline{x_1}$	a rövidebbik völgyoldal átlaghossza
T_1	a rövidebbik völgyoldalhoz tartozó terület
v_1	az ezen oldalhoz tartozó mellékvölgyek száma
$\overline{x_2}$	a hosszabbik völgyoldal átlaghossza
T_2	a hosszabbik völgyoldalhoz tartozó terület
v_2	az ezen oldalhoz tartozó mellékvölgyek száma

A mellékvölgyek figyelembe vétele azért indokolt, mert azok megbontják a völgyoldalt, vagyis annak jellegét módosítják. Egy adott völgyszakasz felmérése során csak azon mellékvölgyek vehetők figyelembe, amelyek részét képezik az adott völgyoldalnak, általában ilyenek az első és a 1,5 km-nél rövidebb másodrendű völgyek. Az ettől hosszabb valamint magasabb rendű völgyeket önálló völgyszakaszként érdemes felmérni.

A különböző rendűségű völgyek szimmetria viszonyának meghatározása a völgyrendűség és a völgyaszimmetria közötti kapcsolat bemutatását teszi lehetővé. Ennek elvégzéséhez második eljárást választottam. A völgyrendűségen alapuló aszimmetricitási index meghatározását az első rendűtől a negyedrendű völgyekig végeztem el, ennek oka, hogy az északi részterületen ötöd rendű völgyben fut a szerkezeti választóvonal, azaz a völgyoldalak nem azonos részterületre esnek, ezért az ötöd és a hatod rendű völgyszakaszok vizsgálata az összehasonlíthatóság hiánya miatt nem került bemutatásra.

Eredmények

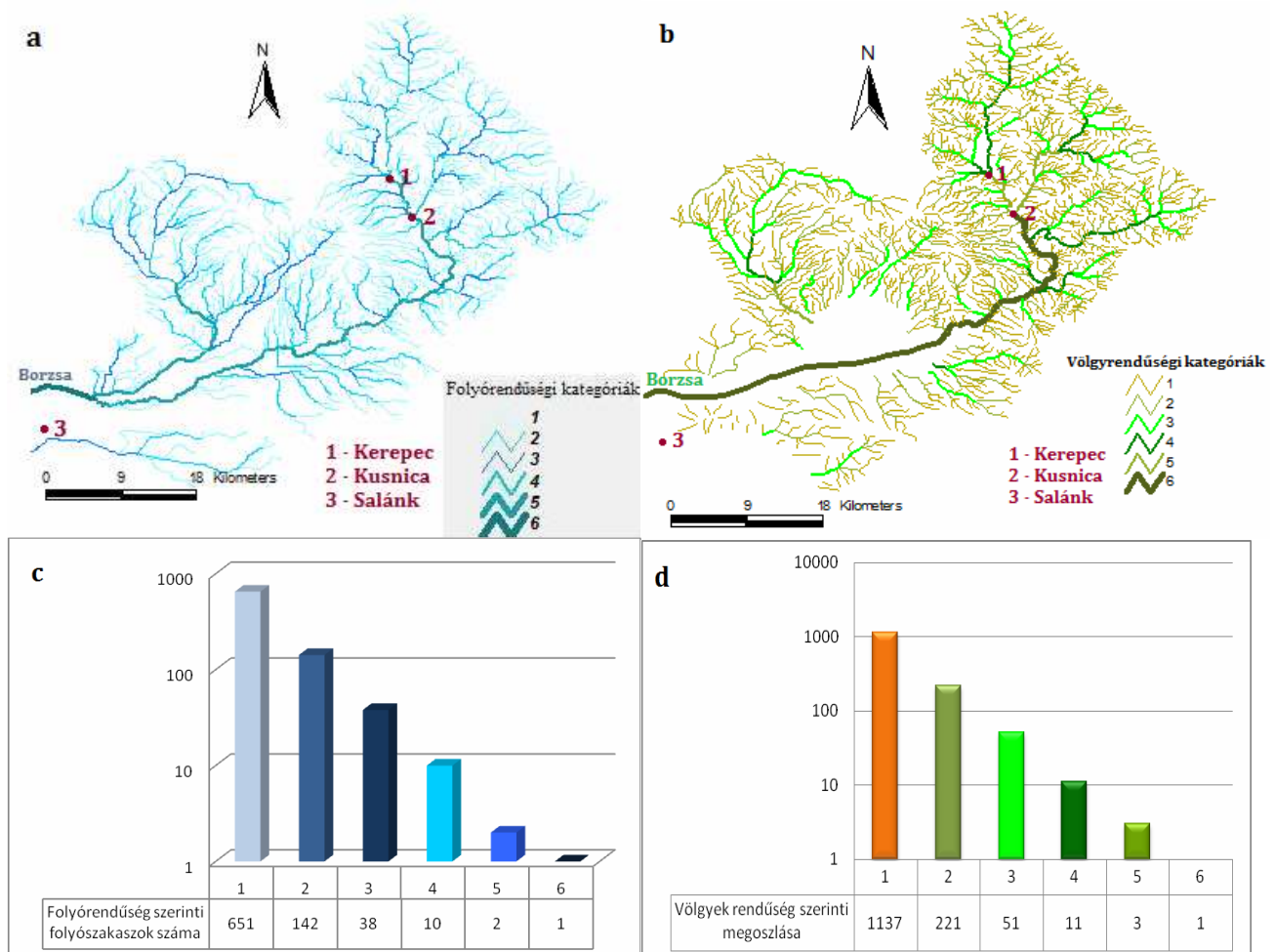
A Borzsa-folyó vízgyűjtő területén belül egymástól elkülöníthető részvízgyűjtő területek morfológiai paramétereikben jellemző eltéréseket mutatnak, tükrözve ezzel litológiai felépítésüket. A völgy-sűrűség- és vízfolyás-sűrűségre meghatározott értékeket az 1. táblázat foglalja össze. Az előzetesen várt eredményeknek megfelelően a lazább kőzetből felépülő Borzsa-havasok területén a Prohodnyij-, Borzsa-, Kusnica-patakok vízgyűjtőjén magasabb a völgy- és vízfolyás-sűrűség. Ennek további oka, hogy ezen a részvízgyűjtő területen nagyobb a csapadékmennyiség és kisebb az évi középhőmérséklet, miáltal a völgyek mélyülése és hátravágódása gyorsabb, mint a déli részvízgyűjtő területen. A völgy-sűrűség a részvízgyűjtő területén belül az Ilosva-patak vízgyűjtőjén jelentős eltéréseket mutat. Például a Szinjánka-patak területén az érték 2,23 km/km²-nek adódott, amit a meredek völgyoldalak eredményeznek. A völgy-sűrűség tendenciáihoz illeszkedő eredményeket kaptam a vízfolyás-sűrűség esetén is.

	Borzsa-vízgyűjtő	Borzsa-havas (Északi részterület)	Borló-Gyil, Nagyszőlősi hegység (Déli részterület)
Átlagos Völgy-sűrűség	1,45	2,30	1,73
Völgy-sűrűség a Salánki-síkság nélkül	1,83	-	-
Völgy-sűrűség az Ilosvai-medence nélkül	-	-	1,98
Átlagos Vízfolyás-sűrűség	0,89	1,38	1,01

Vízfolyássűrűség a Salánki-síkság nélkül	1,06	-	-
Vízfolyássűrűség az Ilosvai-medence nélkül	-	-	1,16

1. táblázat: Völgy- és vízfolyássűrűség a Borzsa-vízgyűjtő területén (km/km^2).

A völgyek és vízfolyások rendűség szerinti kategorizálása az 5. ábrán bemutatott eredményeket adta. A legszembevetőbb eltérés, hogy a Borzsa-patak Kerepctől egészen Salánkig ötöd rendű, míg völgyének rendűsége csak Kerepctől Kusnicáig azonos a vízfolyásával, onnantól pedig már hatod rendű (5. ábra). Megállapításra került, hogy a völgytípus váltás a harmadrendű völgyeknél történik meg, a völgytalp fokozatos szélesedése révén. A vízfolyások és völgyszakaszokra számolt bifurkációs értékek alakulása a 2. táblázatban került összefoglalásra. A vízgyűjtő északi és déli részterületén jellemzően a folyóvíz szakaszokra számolt bifurkációs mutató eltérése mutatható ki. Ami bizonyítja, az eltérő közettani felépítést. Az elágazási viszonyszám azt mutatja, hogy a vízfolyás- és völgyhálózat rajzolatában jelentős különbség nem mutatható ki.

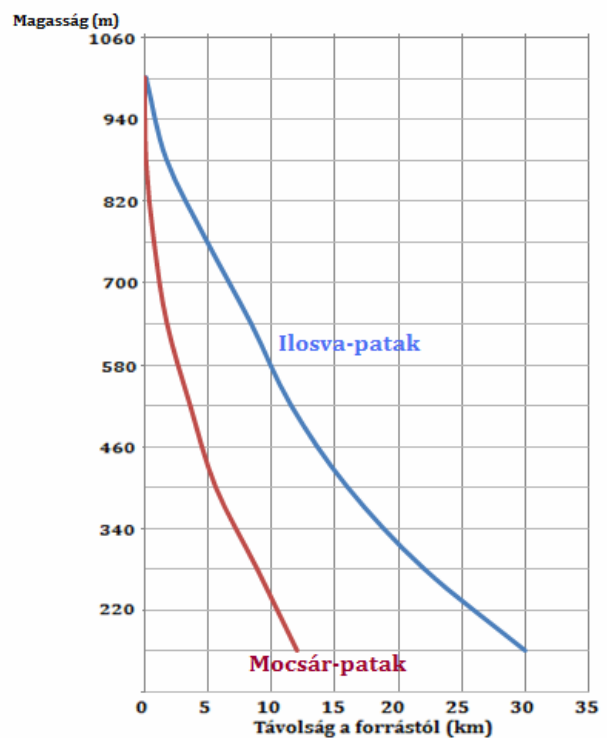
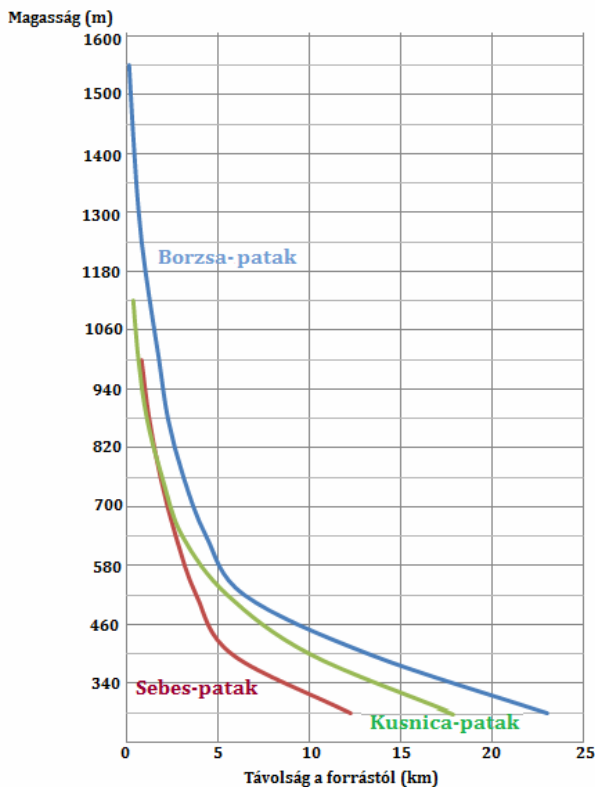


5. ábra: Vízfolyás- és völgyszakaszok rendűségi kategóriák, valamint az azonos rendű folyó- és völgyszakaszok száma. (a: folyószakaszok száma rendűségük szerint, b: völgyszakaszok rendűségi kategóriák szerint, c: folyószakaszok száma rendűségük szerint, d: Völgyszakaszok száma rendűségük szerint.)

	<i>Vízfolyás szakaszok bifurkációja</i>	<i>Völgy szakaszok bifurkációja</i>
Borzsza-vízgyűjtő	4,373	4,856
Borzsza-havas (Északi részvízgyűjtő terület)	4,838	4,986
Borló-Gyil, Nagyszőlősi hegység (Déli részvízgyűjtő terület)	4,263	4,831

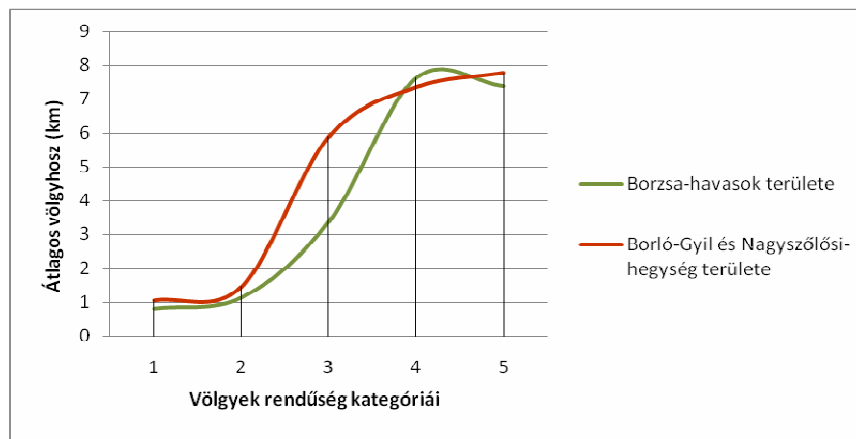
2. táblázat: Bifurkáció értékének alakulása a Borzsza-vízgyűjtő területén.

Az északi és a déli részvízgyűjtő terület között a legjellemzőbb különbség a folyóvizek hosszlevény rajzolatában mutatkozik (6. ábra). A kirajzolódó eltérést az alapkőzet különböző keménysége okozza. A Borzsza-havas patakjainak esésgörbéi homorú parabola jellegűek, míg a Borló-Gyil patakjai az egyenestől alig eltérő görbült ívet követnek.



6/a ábra: Borzsza-havas patakjainak esésgörbéje. 6/b ábra: Borló-Gyil patakjainak esésgörbéje

A völgyek rendűség szerinti átlagos völgyhossza (pontosabban fogalmazva völgyszakasz-hossza), ismételten eltérést mutat a két részterület között. A 7. ábrán látható, hogy a déli részvízgyűjtő területen a harmadrendű völgyek átlagos hossza egy nagyságrenddel meghaladja az északi részvízgyűjtő terület értékét (az adott völgyrendűségi kategória értéktartományát figyelembe véve).



7. ábra: Az átlagos völgyszakasz hossz alakulása a rendűségük szerint, két eltérő köztani felépítésű területen.

A Szinjánka- és a Vadrinka-patak vízgyűjtő területén számolt lejtőség alakulását a 3. táblázat foglalja össze. A lejtőség alapján, a völgyoldalak értékeinek arányából, számított szimmetriát jelző érték a Szinjánka-patak esetén 0,795-nek, a Vadrinka-pataknál pedig 0,945-nek adódott. Az értékek azonban inkább a völgyoldalak egymáshoz viszonyított meredekségét mutatják, mint a tényleges völgyi szimmetriát (aszimmetriát).

	Szinjánka-patak		Vadrinka-patak	
	Lejtőkategóriák			
	1	2	1	2
Jobb oldal	1943	1788	3574	2347
Baloldal	2443	2077	3379	2243
Összesen:	2165	1933	3446	2285

3. táblázat: Lejtőség alakulása a Szinjánka- és a Vadrinka-patak vízgyűjtő területén (1-esként jelölve a 0-12 %, 12-25 %, 25-40 %, 40-55 % 55 % feletti lejtőkategóriákból számolt, 2-esként jelölve a 0-5 %, 5-12 %, 12-17 %, 17-25 %, 25 % feletti lejtőkategóriákból számolt lejtőséget.)

Az átlagos völgyi keresztmetszet alapján számolt aszimmetritási index az északi rész-vízgyűjtő területen **0,541**-nek, a déli részvízgyűjtő területen pedig **0,788**-nek adódott. A völgyszakaszok paraméterei alapján számolt aszimmetritási index az északi részvízgyűjtő területen **0,549**-nek, a déli részvízgyűjtő területen pedig **0,802**-nek adódott. Megállapítható, hogy két módszer által számított érték közel azonos eredményt hozott. Ami által bizonyítottá vált, hogy van kapcsolat a köztani felépítés és az völgyaszimmetria között. Tehát a lazább közeten nagyobb gyakorisággal alakulnak ki erősen aszimmetrikus völgyek

A 4. táblázat a völgyrendűség alapján számított aszimmetritási index értékeket mutatja be részvízgyűjtő területek szerint. A legmarkánsabb völgyi aszimmetria kimutathatóan a másodrendű völgyszakaszok esetén jelentkezik. Az északi területrészen a harmadrendű völgyek szintén hasonló szimmetria viszonytal jellemezhetők.

Völgyszakaszok rendűség szerint				
	Elsőrendű	Másodrendű	Harmadrendű	Negyedrendű
Borzsahavas (Északi részvízgyűjtő terület)	0,875	0,483	0,489	0,93

Borló-Gyil, Nagyszőlősi-hegység (Déli részvízgyűjtő terület)	0,634	0,427	0,668	0,92
--	-------	-------	-------	-------------

4. táblázat: Aszimmetricitási index alakulása völgyrendűségi kategóriák alapján

Összefoglalás

Jelen tanulmány a Borzsa-folyó egymástól közzettanilag elkülöníthető részterületén meghatározott morfológiai paramétereket mutatja be, a kimutatható különbségek figyelembe vételével.

A völgyi szimmetria viszonyok feltárásával sikerült bizonyítani, hogy mind a Borzsa-folyó teljes vízgyűjtő területén, mind pedig részvízgyűjtő területein az aszimmetrikus völgyek dominálnak. A völgyi szimmetria meghatározását aszimmetricitási index kiszámításával végeztem el. Ezen index meghatározását egyrészt átlagos völgykeresztmetszet felhasználásával, másrészt a völgyoldalak jellemző értékeik figyelembe vételével alkotott összefüggés szerint számoltam ki. A viszonyszám alakulása szerint a részvízgyűjtő területek közül a déli gyengén aszimmetrikusnak, az északi aszimmetrikusnak adódott. A völgyrendűség és az aszimmetria közötti kapcsolat azt mutatta, hogy a másodrendű völgyszakaszok térnek el leginkább az aszimmetrikus völgyformától.

A Borzsa-vízgyűjtő területén végzett morfológiai vizsgálatok eredményeit elsősorban geomorfológiai és hidrológiai szempontból tartom fontosnak. Az elvégzett kutatás által következtethetünk a terület fejlődéstörténetére, valamint a vízjárást meghatározó összefüggésekre. A vizsgálatokat az erdőgazdálkodás szempontjából felhasználhatónak tartom, mivel a völgyek lejtő- és szimmetria viszonyainak figyelembe vételével olyan erdőgazdálkodás folytatható, amely nem veszélyezteti szélsőséges mértékben a táj regenerálódási képességét.

Irodalom:

- Demeter G. - Szabó Sz. 2008: Morfológiai és litológiai tényezők kapcsolatának kvantitatív vizsgálata a Bükkben és északi előterén. Debreceni Egyetem, Debrecen. 7-24, 159-162.
- Gábris Gy. 1987: Néhány gondolat a vízhálózat sűrűséget meghatározó tényezők vizsgálatáról. Földrajzi Közlemények 35. 26-34.
- Gönczy S. - Orbán K. - Molnár J. 2005: Vízadó szintek földtani környezete és veszélyeztetettségi állapotfelmérése Beregszász környékén. A fenntartható vízgazdálkodás eszköztárának bővítése Mátészalka – Beregszász térségében. Westsik Vilmos Nyírségi Tájfejlesztési Alapítvány, Nyíregyháza. 103-132.
- Kerényi A. 1976: Néhány gondolat a reliefenergiáról. Földrajzi Értesítő 25.1. 1-30.
- Kertész Á. 1972: Matematikai-statisztikai módszerek alkalmazási lehetőségei a geomorfológiában a Tetves-árok és a Péli-völgy példáján. Földrajzi Értesítő 1972/4. 487-502.
- Kész A. 2008: Folyórendűségi vizsgálatok a Borzsa-vízgyűjtő területén. In: Geographia generalis et specialis. Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tanulmányos konferenciára. 169-174.
- Kormány Gy. 2002: Kárpátalja ásvány- és gyógyvizei. Kárpátalja kézikönyv; Gondolat kiadó, Budapest. 57-74.
- Kovács S. - Bakura S. 1996: Kirándulások a Kárpátok alján és bércein. Intermix Kiadó, Ungvár – Budapest. 150p.
- Pinczés Z. 2002: Kárpátalja gazdasági életének természetföldrajzi alapjai. Kárpátalja kézikönyv; Gondolat kiadó, Budapest. 1-35
- Szabó G. 2008. Geomorfológiai mérések pontosságának vizsgálata egy bükkalji mintaterületen. In: Geographia generalis et specialis. Tanulmányok a Kádár László születésének 100. évfordulóján rendezett tanulmányos konferenciára. 87-93.
- Szabó J. 1984: A természeti környezet mezőgazdasági szempontú minősítése a Csereháton. Földrajzi Közlemények, 1984/3, 255-284.

A havi csapadékmennyiség változása és hatása a Tisza vízhozamára a XXI. század második felében

Radvánszky Bertalan

*PTE, Földtudományok Doktori Iskola, H-7621 Pécs, Ifjúság u. 6.,
radberti@gamma.ttk.pte.hu*

Bevezetés

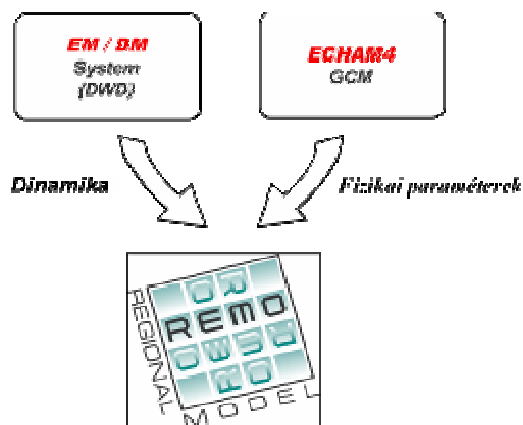
Az éghajlatváltozással foglalkozó tanulmányok száma az elmúlt évtizedben rohamosan megszorodott. Az extraterresztrikus és a terresztrikus hatásokon kívül napjainkban a légkör üvegházhatású gázainak mennyiségi változása is jelentős mértékben hozzájárul a globális éghajlatváltozáshoz. Az emberi tevékenység következtében a szén-dioxid (CO₂), a metán (CH₄) és a dinitrogén-oxid (N₂O) globális légköri koncentrációja jelentősen megnövekedett az ipari forradalom óta (IPCC 2007.). A Föld légkörének melegedése a globális és a félgömbi hőmérsékleti adatokból vitathatatlanul kimutatható (Bartholy és Mika 1998). Nem teljesen egyértelmű azonban a szárazföldi felmelegedés regionális eloszlása, ugyanis nem csak számértékben figyelhetők meg különbségek, hanem annak előjelében is (Konecsny 2002). Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület (IPCC) jelentése alapján elmondható, hogy az éghajlatváltozás következményei a szélsőségesen magas hőmérsékletek gyakoriságában, az aszályok és az árvizek többszöri előfordulásában és intenzitásában mutatkoznak meg.

A közelmúltban bekövetkezett természeti és antropogén katasztrófák nyomán a Tisza és a vízgyűjtő területe is a különböző tudományok és nemzetközi kutatási projektek fókuszába került (Szlávik 2003; Gauzer és Bartha 1999; Illés és Konecsny 1999; Szalai 2003; Konecsny 2002; Dövényi 2005; Schweitzer 2001; Nováky 2000, 2003; CLAVIER Projekt). Meg kell említeni, hogy az eddig megjelent tanulmányok – történelmi okokból fakadóan – csak a folyó egyes részvízgyűjtő területeivel foglalkoznak. Saját kutatásaim célja a Tisza teljes, azaz a 157 200 km² kiterjedésű vízgyűjtője jövőben várható klímaváltozásának és hatásainak bemutatása. A változó éghajlati tényezők új feladatok elé állítják a vízgazdálkodást és az ezzel rokon tudományokat, mivel a hidrológiai adottságok szoros kapcsolatban vannak az éghajlati komponensekkel (Nováky 2000). E tanulmányban – a vízgazdálkodás szempontjából fontos éghajlati tényezőt – a csapadék éven belüli eloszlásának tér- és időbeli változásait mutatom be a Tisza vízgyűjtőjén, valamint ennek hatását a Tisza vízhozamának várható alakulására.

Módszer

Munkám alapjául az „ENSEMBLES” (<http://ensembles-eu.metoffice.com/>) területre lefuttatott regionális klímamodell (REMO) által produkált órás adatok szolgáltak. A vizsgált időszak hossza harminc év. A kontroll időszak az 1961-től 1990-ig terjedő időszak, a vizsgált jövőbeli időtartomány: 2061–2090 (éghajlati forgatókönyv).

A REMO mozaikszó, amely a „Regionales Klimamodell”-ből származik. Ez olyan háromdimenziós, regionális légköri cirkulációs modell, amelynek alapjául az ECHAM4 (globális cirkulációs modell) fizikai parametrizációja és a Német Meteorológiai Szolgálat időjárás-előrejelző modelljének (Europa Modell) dinamikája szolgált (Jacob 2001, Semmler és Jacob 2004) (1. ábra).



1. ábra. A regionális klímamodell (REMO) felépítése

A regionális klímamodellt az 1990-es években, a Max Planck Meteorológiai Intézetében, a Balti-tenger vízgyűjtő területének jobb megismerése érdekében fejlesztették ki. A REMO sajátos koordinátarendszert alkalmaz: pólusának kiválasztása úgy történik, hogy a képzeletbeli egyenlítő a kiválasztott terület közepén halad keresztül. A REMO vertikálisan egy hibrid koordinátarendszer, aminek az a lényege, hogy a földfelszínen felszínkövető, a légkörben nyomásérzékelő koordinátarendszerként működik, a kettő között pedig folyamatos átmenet van. A vertikális szintek száma 49 lehet. A modell különböző horizontális felbontással rendelkezik, a jelen tanulmányban felhasznált adatok $0,44^\circ$ (kb. $50 \times 50 \text{ km}^2$), az érvényességi futtatás adatai $0,167^\circ$ ($18 \times 18 \text{ km}^2$) horizontális felbontásúak. A REMO modell kezdeti és határfeltételeit a durva horizontális felbontású globális klímamodellek adatai szolgáltatják. A múlt éghajlatának a regionális klímamodell általi szimulálásához az ECMWF reanalízis¹ (ERA40) és az ECHAM5 globális klímamodell által létrehozott adatokat alkalmazzák. Az ECHAM5 modell adatai alkalmasak a REMO-val történő előrejelzések készítésére is. A prognózisokhoz szükséges a különböző üvegházhatású gázok kibocsátása mértékének figyelembevétele (IPCC SRES² A2, A1B vagy B1).

Munkámban az A1B³ scenárióval számolt, jövőre vonatkozó adatokat használtam fel. A múlt éghajlatának modellezéséhez felhasznált ERA40 reanalízis-adatok alkalmazásakor (érvényességi futtatás) elért eredmények alkalmasak a mért adatok összehasonlítására, ezen keresztül vizsgálható a modell pontossága (Jacob et. al. 2001, 2007). A jövőbeni és a kontroll-időszakban történt szimuláció összehasonlításából az éghajlatváltozás nagyságára következtethetünk.

Az elemzett modell-adatok nagyság- és térbeli eloszlásának ábrákon történő bemutatása a GRADS (Grid Analysis & Display System) segítségével történt.

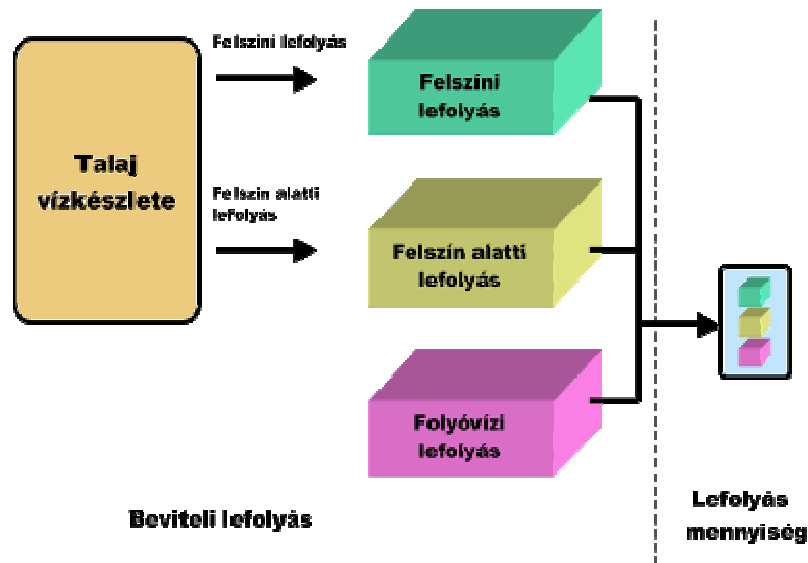
Kutatásom második részét a HD (Hydrological Discharge) modell alkalmazása és a Tisza jövőbeni vízhozam változás szignáljának meghatározása alkotta a zentai szelvényben. A Tisza vízhozamának vizsgálatakor a megfigyelt időszak húsz év, a kontroll időszak 1971-től 1990-ig tart, a modellezet jövőbeni időtartomány: 2071-2090. A HD modell a földfelszín egészén modellezi a

¹ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: a legfontosabb meteorológiai változókat állította elő, az egész földfelszínt lefedő 3-dimenziós rácsra vonatkozóan, az 1957–2002 időszakra, 6 órás felbontásban, a múltbeli mérési adat felhasználásával és a modellek előrejelzései segítségével.

² Klímaváltozási Nemzetközi Szakértői Bizottság (Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC], Special Report on Emissions Scenarios [SRES]), <http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/089.htm>

³ Az A1 cselekmény és forgatókönyvcsalád egy olyan jövő világot ír le, amelyben nagyon gyors a gazdasági növekedés. A globális népesség, amely az évszázad közepén tetőzik, utána csökken. Gyors az új és hatékonyabb technológiák bevezetése. A legfőbb alaptémák a régiók közötti konvergencia, kapacitásépítés és növekvő kulturális és szociális kölcsönhatás, miközben csökkennek az egy főre jutó jövedelmek közötti regionális különbségek. Az A1 forgatókönyvcsalád három csoportba fejlődik, amelyek az energiatermelő rendszerek technológiai változásának alternatív irányait írják le. A három A1 csoportot az alábbi technológiai hangsúlyok különböztetik meg: erősen fosszilis (A1FI), illetve nem fosszilis energiaforrások (A1T), vagy egyensúly az összes forrás között (A1B).

felszíni laterális lefolyást. A napi felszíni és a felszín alatti lefolyási adatok szolgáltatják a modell számára az input adatokat. A HD modell horizontális felbontása 0,5°. Egy rácskocka lefolyási mennyisége három komponensből áll: felszíni lefolyás, a talajvízi lefolyás és a folyók lefolyásmennyisége (más rácskockából jövő vízhozam) (Hagemann 1998, Hagemann és Jacob 2007) (2. ábra). A lefolyás modell a légköri-óceáni ECHAM5 globális klímamodell (Atmosphäre-Ozean GCMs ECHAM5-MPI-OM; Latif et. al. 2003) egyik része. A REMO adatok alkalmazása érdekében Kotlarski, S. lehetővé tette a transzformálását a HD modell 0,5°-os felbontásához, így a regionális klímamodell adatait alkalmaztam a Tisza várható vízhozamának jövőbeni modellezéséhez.



2. ábra A lefolyás modell (HD) felépítése (Hagemann 1998)

A Tisza vízgyűjtő területe

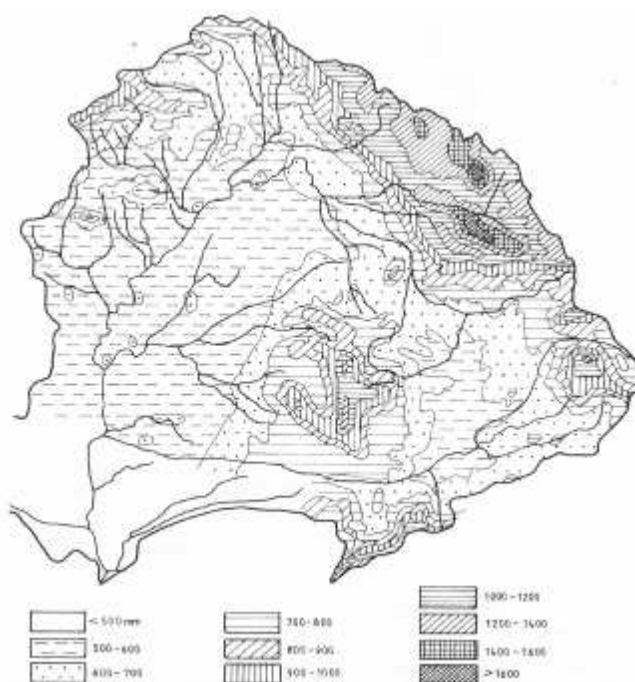
A Tisza 157 200 km² kiterjedésű vízgyűjtő területe Európában a tizedik legnagyobb vízgyűjtő (3. ábra). A folyó a Kárpát-medence K-i részének vizeit gyűjti össze. A Máramarosi-havasokban ered és 946 km megtétele után éri el Titelnél erózióbázisát, a Dunát. Legnagyobb mellékfolyói a Maros 30 332 km², a Szamos 15 882 km² és a Bodrog 13 579 km² kiterjedésű vízgyűjtő területtel.



3. ábra. A Tisza vízgyűjtő területe (www.grid.unep.ch/.../map/images/tisza_basinb.gif)

A vízgyűjtő terület 24 %-a hegyvidékhez, 34 %-a dombvidékhez és 42 %-a pedig síkvidékhez tartozik. Vízválasztója Ny és DNy felől elmosódik, így ezekből az irányokból nyitott. Az Erdélyi-

szigethegység két részre osztja: ettől Ny-ra síkság, K-re pedig a 200–500 m átlagos magasságú dombvidék. A domborzat szerepe a csapadék térbeli eloszlásában érvényesül jelentősen. Ebből a szempontból erősen érezteti hatását a Magas- és az Alacsony-Tátra „esőárnyékoló” hatása, és az Erdélyi-medence zártsága (Lászlóffy 1982). A vízgyűjtő területen többnyire a Ny-i és a DNy-i irányból érkező, páradús légtömegek uralkodnak. Ezeket az áramlatok irányára merőleges hegyvonulatok felemelkedésre kényszerítik, az ennek során fellépő adiabatikus lehűlés (Andó 2002) csapadéktartamuk egy részét kicsapódásra kényszeríti. A domborzati tényezők fokozzák az esőgyakoriságot, az uralkodó légáramlatoknak kitett lejtők csapadékban gazdagok, míg az ellenkező oldalak csapadékban szegények. A legnagyobb évi csapadékmennyiséget (1700 mm-t) a vízgyűjtő területen a Máramarosi-havasokban, a Sopurka-patak völgyében mérték. A mérések szerint a csapadék nem a hegytetőkön, hanem a hegyoldalakon éri el maximumát (Lászlóffy 1982). A sokéves évi csapadékmennyiség a Nagykunságban viszont csak 500 mm körüli: ez a vízgyűjtő csapadékban legszegényebb része (4. ábra).



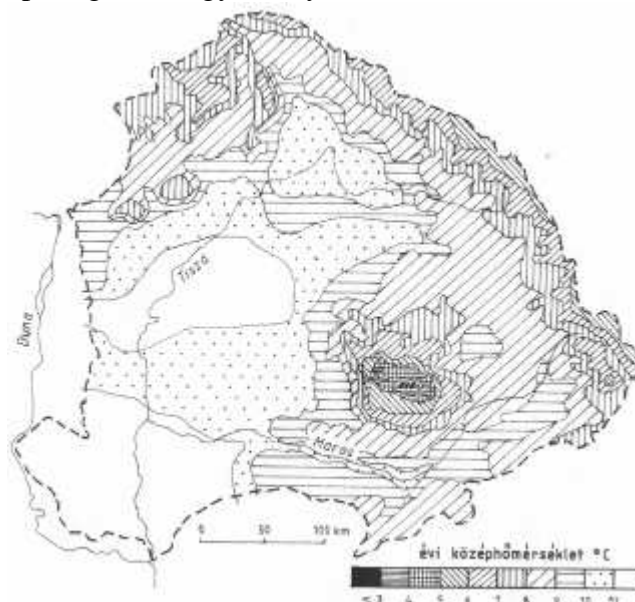
4. ábra. A Tisza vízgyűjtő területének átlagos évi csapadéka (mm) (Hajósy 1954)

A mérsékelt égövi kontinentális klímához tartozó vízgyűjtő területen nyári csapadékmaximum jellemző. Télen a szárazföld felett uralkodó magas légnyomás nem kedvez a nyugati légáramlatok Kárpát-medencébe való betörésének. Ősszel a mediterrán ciklonok hatása figyelhető meg, ezek október végén és november elején másod-csapadékmaximumot eredményeznek. Az Alföldön júniusban hull a legtöbb csapadék, míg a január és a február a legszárazabb. A hegyvidéken a csapadék térbeli eloszlásában a domborzat hatása érvényesül. Zártsága miatt az Erdélyi-medencében nem érzékelhető az őszi másod-csapadékmaximum. A tél rendkívül csapadékszegény, mert az uralkodó D-i és DNy-i légáramlatok már a Kárpátok koszorújának D-i oldalán elveszítik páratartalmuk nagy részét.

A téli csapadék általában hó formájában hull. A mérések alapján 100 m magasságban 65, 1000 m felett pedig már 150 napos hóborítottsággal lehet számolni. A felhalmozódott hó mennyisége nagy része májusra elolvad, ami tavaszi árhullámmal eredményez a Tiszán és a mellékfolyókon.

A Tisza vízgyűjtőjén a hőmérséklet D-ről É felé, ill. a magasság növekedésével csökken. A hőmérséklet térbeli eloszlásában az óceán szerepe is érzékelhető: nyáron Ny-ról K felé növekszik, télen Ny-ról K-re csökken. A legmagasabb évi középhőmérséklet az Alsó-Tiszánál figyelhető meg,

értéke eléri a 11 °C-ot. A Gyalui-havasok egyes részein az átlagos évi középhőmérséklet nem éri el az 5 °C-ot. A hőmérséklet évi eloszlását tekintve, a leghidegebb hónap a január, a legmelegebb a július (5. ábra). A párolgás évi mennyisége szoros összefüggésben van a hőmérséklet évi járásával. A legnagyobb átlagos páratartalom az Alföldön és az Erdélyi-medencében figyelhető meg, amely alatta marad a potenciális párolgásnak, így aszályos területek alakulhatnak ki.



5. ábra. Az évi középhőmérséklet megoszlása a Tisza vízgyűjtő területén (VITUKI 1959)

A vízgyűjtő terület jelenleg öt államhoz tartozik. Ukrajna 8,1%-kal (12 800 km²) részesedik a vízgyűjtőből, Románia erdélyi részére 45,4 % (71 300 km²) jut. Kelet-Szlovákiához 9,8 % (16 000 km²) tartozik, 47 ezer km² (29,4 %) Magyarország területének része. Szerbia részesedése a legkisebb: 6,5 % (10 100 km²).

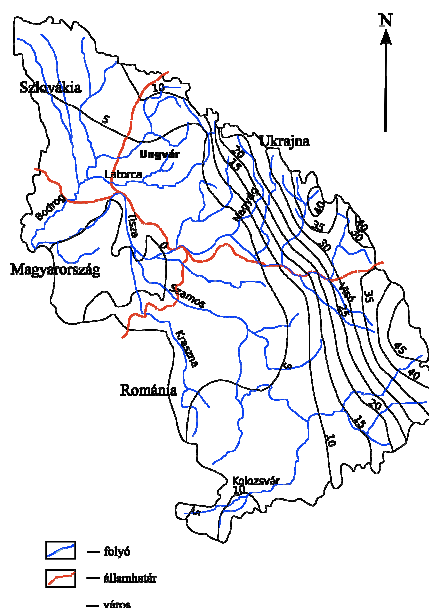
Eredmények

Napjainkig az 1,2–1,0 millió évvel ezelőtt kezdődött valódi jégkorszak hideg (glaciális) és meleg (interglaciális) időszakainak váltakozása figyelhető meg (Schweitzer 2004). Ma egy interglaciális időszakban vagyunk. A földtörténet során a klíma állandóan változott, így a Tisza vízgyűjtő területén is. Az Ős-Tisza hordalékkúpjának fedő üledékei trópusi, sztyepi és periglaciális klímáról tanúskodnak (Radvánszky és Izsák 2005). A jelenlegi felmelegedést természetes folyamatként kell kezelnünk, a kérdés csupán az, hogy a bolygónkon megfigyelhető globális felmelegedésben az emberi tevékenység milyen szerepet játszik. Az éghajlati változások következményeként fellépő jelenségek a társadalom szempontjából veszélyhelyzetet, természeti katasztrófát teremthetnek. A regionális és a globális klímamodellek által készíthető éghajlati szcenáriók lehetőséget adnak az éghajlati változásokból fakadó veszélyekkel szembeni felkészülésre vagy azok megelőzésére.

Érvényességi futtatás

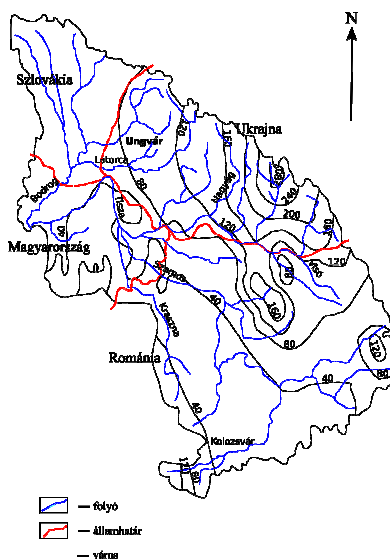
Első lépésben megvizsgáltam a REMO pontosságát a 2001. évi felső-tiszai árvízi esemény példáján. 2001. március elején katasztrófális természeti esemény következett be a Felső-Tiszán: Kárpátalja területén több helyen átszakította a töltést a víz. Magyarországon 1919 óta másodszor okozott töltésszakadást a 2001-ben levonuló ár (Szlávik és Fejér 1998; Vágás 1982). A magas vízállás kialakulásának nem voltak előre látható jelei. A Kárpátok ÉK-i részében a hőmennyiség a sokéves átlag alatt volt. Az év első két hónapját enyhe időjárás jellemezte, a csapadék eső formájában érte el a felszínt. Február 21–28. között volt jelentős havazás, de a hónap végére

kialakuló hómennyiségben tárolt vízkészlet ($2,1 \text{ km}^3$) elmaradt a sokévi átlagtól ($3,7 \text{ km}^3$) (Szlávik 2003). 1000 m feletti magasságban átlagosan 40 cm volt a hóvastagság és 70 mm-nyi hóvízkészlet halmozódott fel (6. ábra).



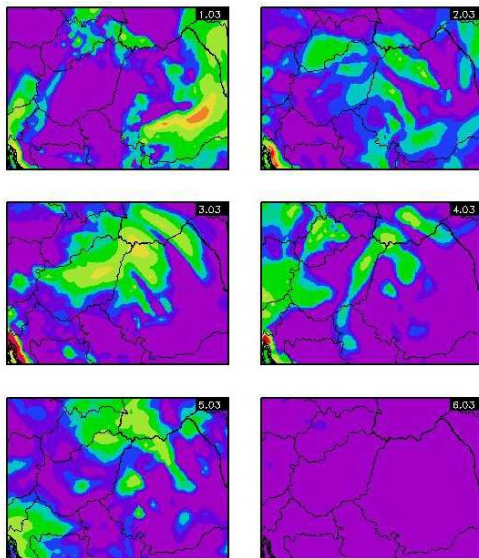
6. ábra. A hóvastagság a Felső-Tisza felett február 21–28. között (mm) (FETIVÍZIG 2004)

A 2001. március 3-án kezdődött ciklontevékenység hatására nagy mennyiségű csapadék hullott. Március 3–5. között a lehullott csapadék összegzett területi átlaga 132 mm volt, a lokális csapadékmennyiségek pedig a 250–300 mm-t is elérték (Körösmező 259 mm, Oroszmokra 296 mm). A három nap alatt lehullott csapadék területi eloszlását a 7. ábra mutatja be. A hőmérséklet ebben az időszakban 10°C fölé emelkedett és a 0°C -os izoterma már 2000 m felett volt. A Felső-Tisza vízgyűjtőjére hullott nagy mennyiségű csapadék és a hirtelen felmelegedés következtében kialakult olvadékvíznek csak kis hányada tározódott a talajban. A talaj telítve, a magasabb régiókban pedig fagyott volt, s a lombtalan vegetáció is a gyors lefolyást segítette elő. Március 4-én hajnalban a folyókon heves áradások kezdődtek.

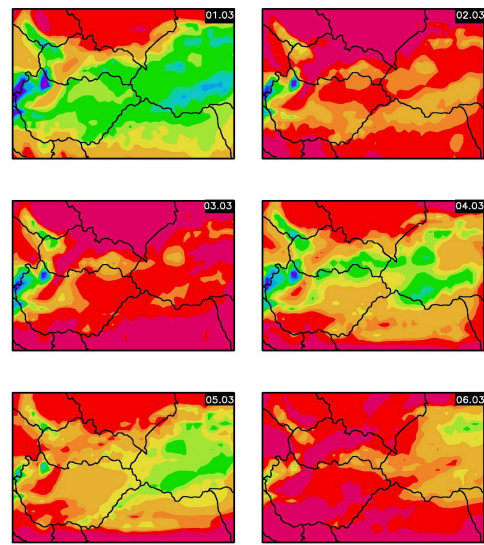


7. ábra. A lehullott csapadékmennyiség a Felső-Tisza felett március 3–5. között (mm) (FETIVÍZIG 2004)

A REMO érvényességi futtatás adatai alapján megvizsgáltam, hogy kimutatja-e az éghajlati szimuláció a fent leírt pusztító árvíz okát. (Az alkalmazott modell klíma-, nem pedig meteorológiai modell, ennél a vizsgálatnál ezt nem szabad figyelmen kívül hagyni.) Az eredmény: a vízgyűjtő területen lehullott napi csapadékmennyiségek maximuma 2001. március 1–5. között, az Északkeleti-Kárpátok területén figyelhető meg, a mért adatokkal egyezően, ami végül a Felső-Tiszán kialakult természeti katasztrófához vezetett (8. ábra). A modell 10–30 mm napi csapadékmennyiséget jelzett a folyó forrásvidékére a megfigyelt napokra és a hőmérséklet is a modell szerint 10 °C fölé emelkedett (9. ábra).



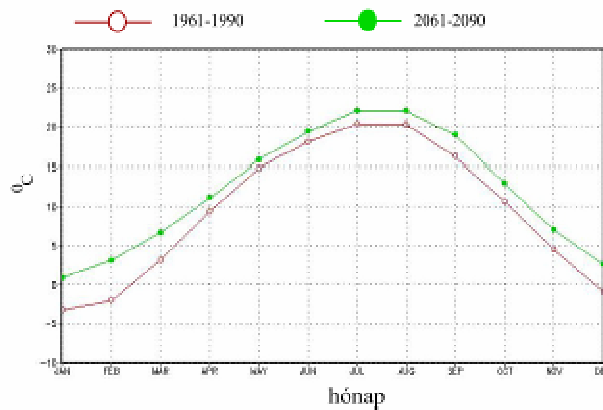
8. ábra. Napi csapadékmennyiség
 2001. március 1–6. között (mm)



9. ábra. Napi középhőmérséklet
 2001. március 1–6. között (°C)

A Tisza vízgyűjtő területének hőmérsékleti viszonyai

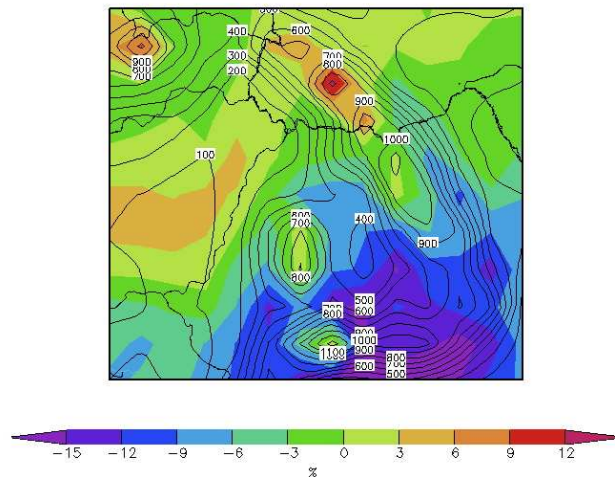
A hőmérséklet és a csapadék viszonyát vizsgálva, elmondhatjuk a Clausius-Clapeyron egyenlet alapján, hogy az átlagos hőmérséklet növekedése fokozza a globális vízkörzést (Grassl 2004), mely egyuttal hatással van az exogén erőkre. A hőmérséklet más éghajlati tényezők (párolgás, hőmennyiség) alakulását is meghatározza. A vízgyűjtő terület hőmérséklete júliusban éri el a maximumát, minimuma januárban van. A havi átlagos hőmérsékletek a jövőben (2061/2090–1961/1990) az év minden hónapjában, növekedni fognak (10. ábra).



10. ábra. Havi hőmérsékletváltozás a Tisza vízgyűjtő területén

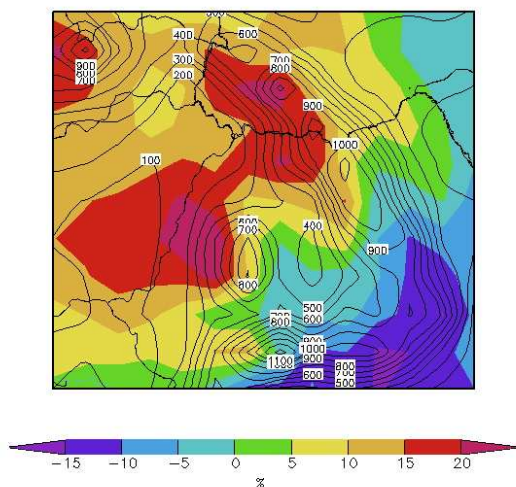
A vízgyűjtőterület csapadékviszonyai

A vizsgálat eredményei alapján megállapítható, hogy a csapadékmennyiség változásának nagysága 2061–2090-ben, az 1961–1990-es időszakhoz viszonyítva, térben és időben különböző lesz. A modell szerint azon évek száma, amelyekben az évi csapadékmennyiség 700 mm felett van, 31,25%-kal csökken, az 550 mm-nél kevesebb évi csapadékmennyiséggel jellemzett évek száma pedig háromszorosára nő. Éves csapadéknövekedés a Tisza-vízgyűjtő síksági részén (max. 6%) és az Északkeleti-Kárpátok területén (6–9%) várható. A legnagyobb csökkenést a jövőben az Erdélyi-medencében szenved el, a csökkenés mértéke 6–15% (11. ábra) (Radvánszky és Jacob 2008).



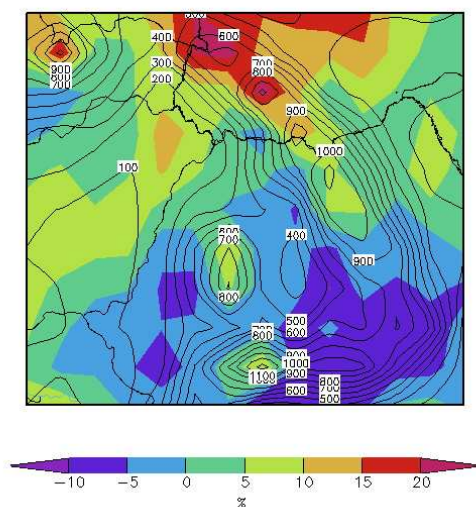
11. ábra. Relatív átlagos évi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

A csapadék éven belüli várható eloszlása több gyakorlati fontosságú kérdés tisztázásához nyújt segítséget, úgy a vízgazdálkodásban, mint a mezőgazdaságban. Az éven belüli csapadékeloszlásnál megvizsgáltam az évszakos és a havi várható eloszlás nagyságát. A jövőbeni csapadék szezonális eloszlásában is változás következik be. Télen a csapadékmennyiség csökkenése figyelhető meg az Erdélyi-medencében. A csökkenés számított értéke 5%. A vízgyűjtő terület többi részén pedig téli csapadékmennyiség-növekedést jelez a modell. A legnagyobb növekedés (15–20%), az Ung, a Latorca, a Felső-Tisza és a Körösök vízgyűjtő területén várható (12. ábra).



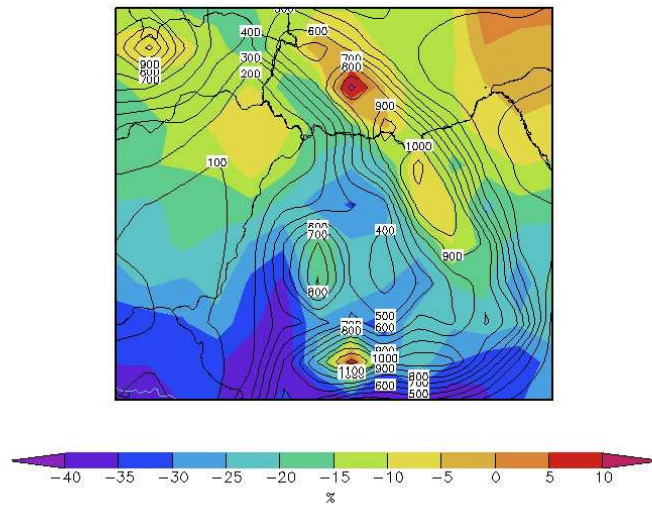
12. ábra. Relatív átlagos téli csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Tavasszal a téli időszakhoz képest az Erdélyi-medencére prognosztizált csapadékmennyiség-csökkenés területe Ny és ÉNy felé növekszik. Relatív pozitív anomália figyelhető meg a Nyírség felett, amely nyáron is kialakul (13. ábra).

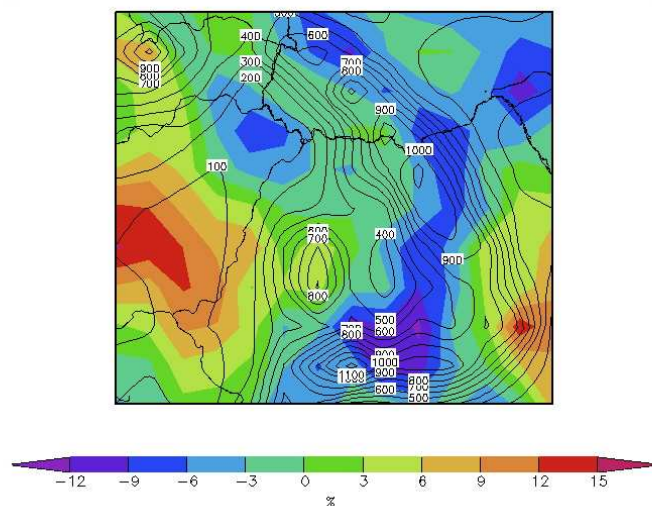


13. ábra. Relatív átlagos tavaszi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

A nyári időszakban – a vizsgált jövőbeni harminc éves periódusban –, a kontroll-időszakhoz képest a teljes vízgyűjtő területen csak a Máramarosi-havasokban várható kb. 5–10%-os szezonális csapadékmennyiség növekedés (14. ábra). Ha a Nagy-Bihar (1849 m) és a Király-hegy (1948 m) között képzeletbeli tengelyt húzunk, akkor a tengelytől DNy-ra az őszi csapadékmennyiség változás pozitív, ÉK-re pedig negatív. A legnagyobb pozitív változás értéke (12–15%) a Közép-Tiszán várható (15. ábra).

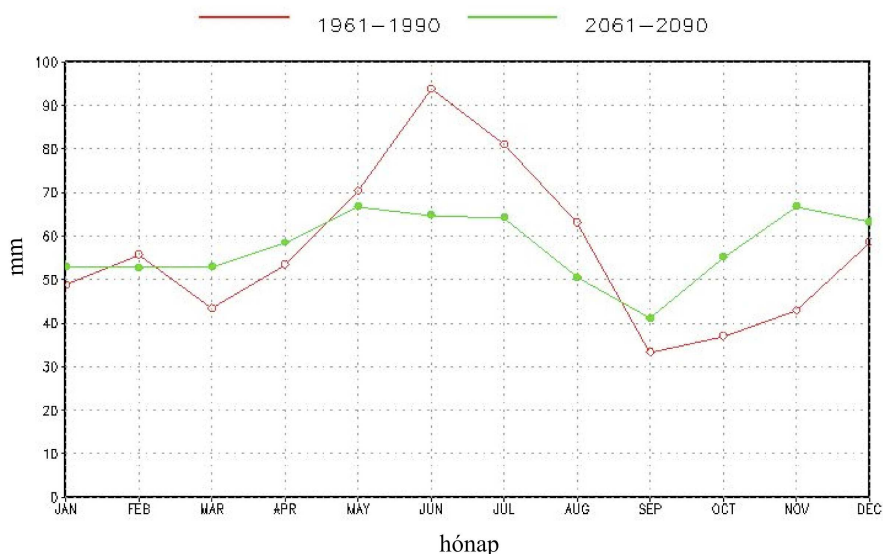


14. ábra. Relatív átlagos nyári csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)



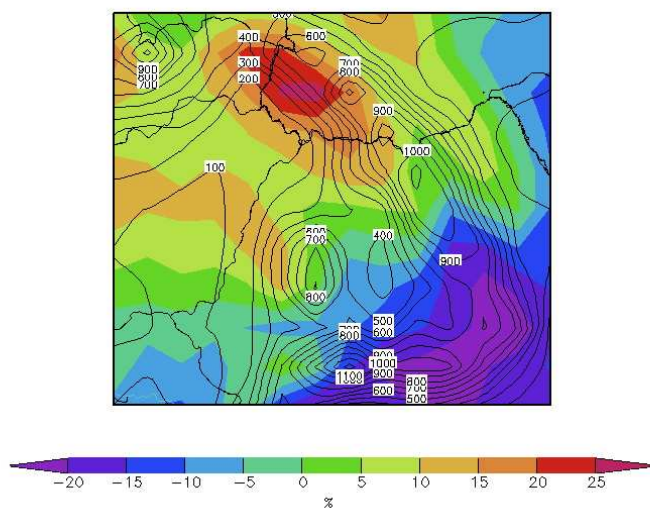
15. ábra. Relatív átlagos őszi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Az éven belüli csapadékeloszlást tekintve, a modell az átlagos havi csapadékmennyiség csökkenését jelzi februárban, májusban, júniusban, júliusban és augusztusban. Az év többi – főleg őszi – hónapjában növekedés várható. Az évi csapadékmennyiség nyár eleji első maximuma csökken, őszi másodmaximuma pedig növekszik. A mennyiségi változások egyenletesebbé teszik a csapadék éves járását a megfigyelt scénárió-időszakban (16. ábra).



16. ábra. Havi csapadékmennyiség-változás a Tisza vízgyűjtő területén

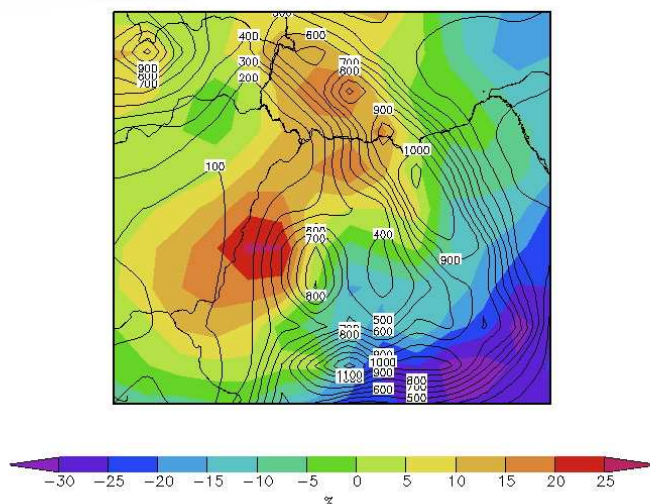
Januárban a Tisza vízgyűjtő területének jelentős részén növekvő csapadékmennyiséget prognosztizál a modell, kivétel az Erdélyi-medence. A legnagyobb pozitív változás, a scenárió-időszakban a kontroll-időszakhoz képest, a Latorca és a Borzsa vízgyűjtőjének forrásvidékén várható. Az előrejelzett havi csapadékmennyiség változás nagysága meghaladhatja a 25%-ot. A Mezőségtől délre a csökkenés értéke elérheti a 10%-ot (17. ábra).



17. ábra. Relatív átlagos januári csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%)

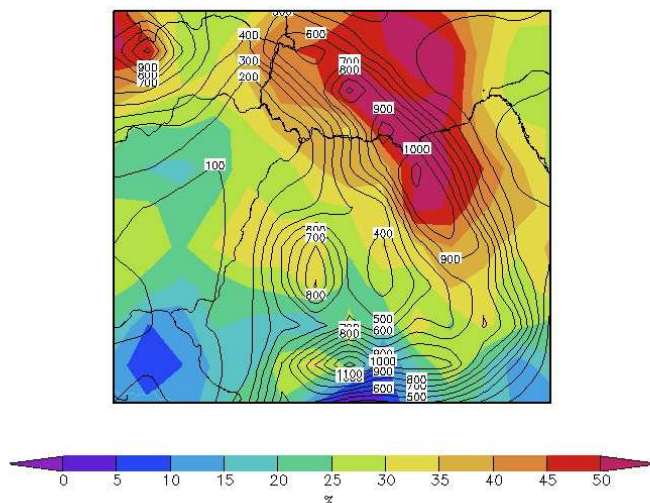
(A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Januárt követően februárban az Északkeleti-Kárpátokban, az Erdélyi-szigethegység esőárnyékos oldalán és a Szamos vízgyűjtőjén várható havi csapadék növekedés. A legnagyobb pozitív változás a Bihar-hegység Ny-i oldalán lesz 20–25% meghaladóan. Ismét az Erdélyi-medence szenved el a legnagyobb csapadékmennyiség csökkenést (0–15%). Érdekes megemlíteni, hogy a Sajó és a Hernád vízgyűjtőjén egy relatív csökkenés figyelhető meg (0–5%), az Északi-Középhegység területén várható növekedéshez képest (18. ábra).



18. ábra. Relatív átlagos februári csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

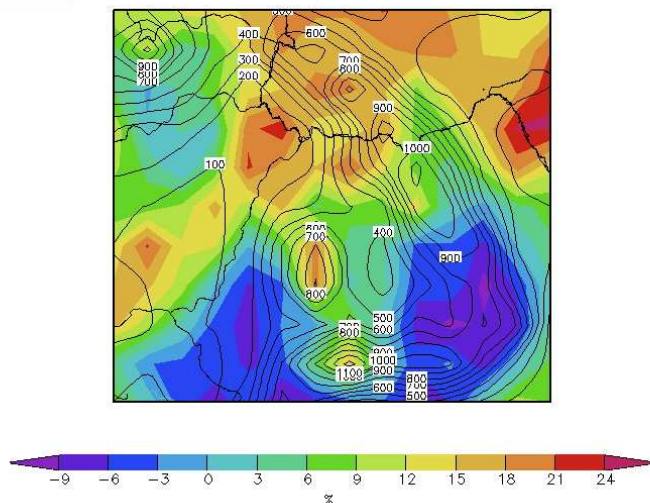
A tavasz első hónapjában, a Tisza vízgyűjtőjének egész területén csapadék növekedést jelez a szcenárió-időszakban a regionális klímamodell. Különösen a Felső-Tisza vízgyűjtőjének legmagassabb régióiban várható a legnagyobb eltérés, mintegy 45–50%-os növekedés a kontroll-időszakhoz viszonyítva. Az Erdélyi-medence is 20–30%-os növekedésben részesül. A Tisza alsó szakaszán a növekedés nagysága 10%. A Sajó és a Hernád vízgyűjtőjének esőárnyékos területein nagyobb értékű klímaváltozási szignállal számolhatunk, mint a Tisza középső szakaszán (19. ábra).



19. ábra. Relatív átlagos márciusi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%)
 (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Áprilisban a változások térbelisége igen differenciált és a növekedés várható nagysága jóval elmarad a márciusitól. Az előző hónaphoz hasonlóan a növekedést a folyó vízgyűjtőjének É-i területén jelzi a modell, valamint a Nyírség, Beregi-síkság és a Duna-Tisza köze között húzott tengely mentén és az Erdélyi-szigethegység tetőrégióiban. A legnagyobb, 21–24%-os pozitív változással a Beregi-síkság D-i és a Nyírség É-i területein számolhatunk. A legnagyobb negatív

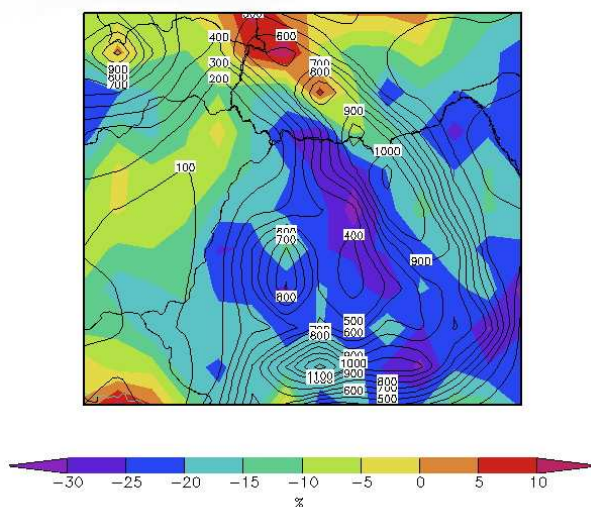
változás a Maros alsó szakaszán jelentkezik, melynek nagysága eléri 6–9%-ot. A Bükk és a Mátra területén is relatív csökkenés figyelhető meg (20. ábra).



20. ábra. Relatív átlagos áprilisi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

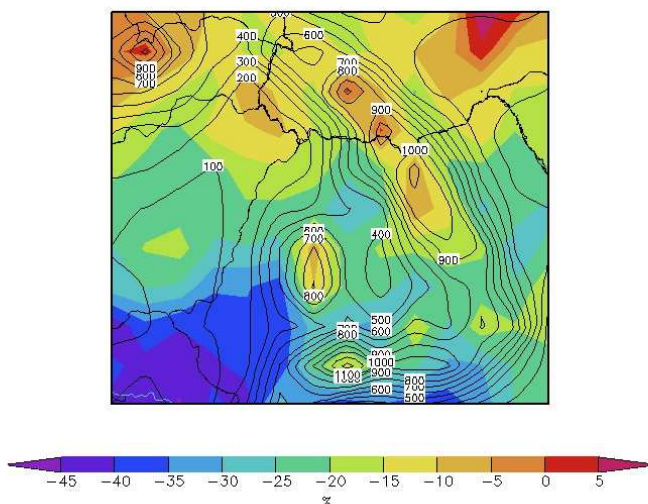
Az átlagos májusi csapadékváltozás előjele az össz-vízgyűjtőterületen negatív. A Keleti-Kárpátok területén várható a csökkenés legnagyobb értéke, főleg a Kelemen- és a Radnai-havasokban, több mint 30%. A Tisza alföldi szakaszán a változás értéke alacsonyabb mint -5%. A nyár eleji csapadékmáximum a kontroll-időszakban már májusban kezdődik, melyet egy relatíve kisebb csapadékmennyiségű június követ, és júliusban ismét növekszik a havi csapadékmennyiség. A jövőbeni időszakra a májusi csapadékmáximum júniusra tolódik (Radvánszky és Jacob 2008), ezzel a május – az eltolódásból fakadó – havi átlagos csapadékcsökkenést mutat (21. ábra).

A májusi havi csapadékmennyiség júniusra való eltolódása ellenére is a júniusi csapadékmennyiség változás értéke negatív a szenári-időszakban a kontroll-időszakhoz képest a Tisza vízgyűjtő területén.



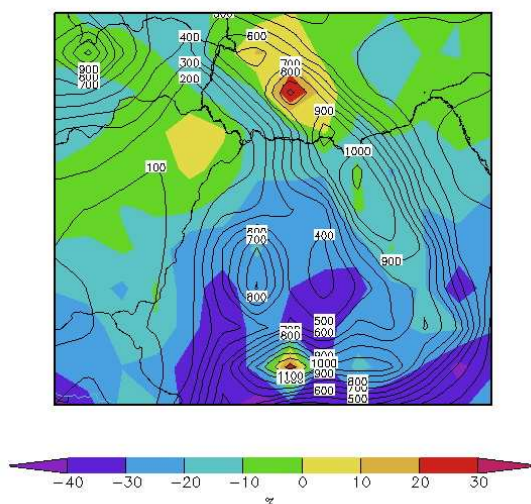
21. ábra. Relatív átlagos májusi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

A legnagyobb, 35–45%-os csökkenést a modell az Alsó-Tiszára és a Maros alsó szakaszára prognosztizálja. Legkisebb csökkenés a Máramarosi-havasokban és Latorca vízgyűjtőjének DNy-i területein várható (0–10%) (22. ábra).



22. ábra. Relatív átlagos júniusi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

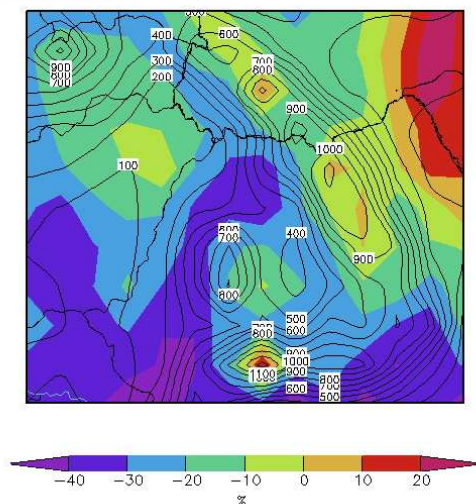
Júliusban a csapadékmennyiség növekedését az Északkeleti-Kárpátok és a Nyírség területén jelzi a modell a Szenario-időszakban. A pozitív változású területek élesen elkülönülnek a negatív változású területektől. A Máramarosi-havasok ÉNy-i részén 10–30%, a Nyírségben pedig 10–20%-os eltérést mutat a modell. Az Alföld északi területein a csökkenés értéke a 0–10% között van, délen pedig 10–30% körüli (23. ábra).



23. ábra. Relatív átlagos júliusi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Augusztusban a havi átlagos csapadékmennyiség negatív irányú elmozdulását jósolja a REMO a Tisza vízgyűjtőjén. Legnagyobb csökkenést, 30–40%-ot, a Közép-Tiszára, a Körösök- és a Szamos forrásvidékére jelez a modell. A Nyírség és az Erdélyi-medence Ny-i része relatíve kevesebb havi csapadékmennyiség csökkenést fog elszenvedni az előrejelzés alapján, mint a szomszédos területek.

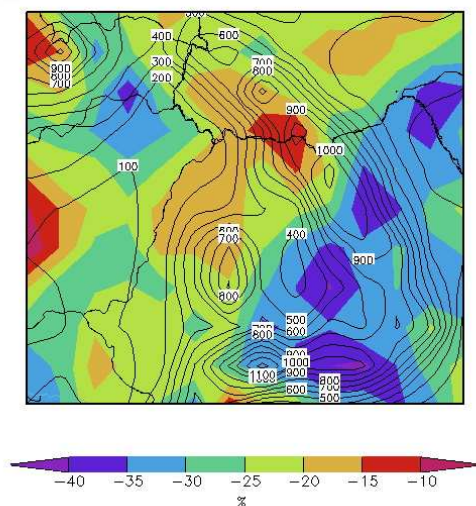
Pozitív változás (max. 10%), csak a Máramarosi-havasokban várható (24. ábra).



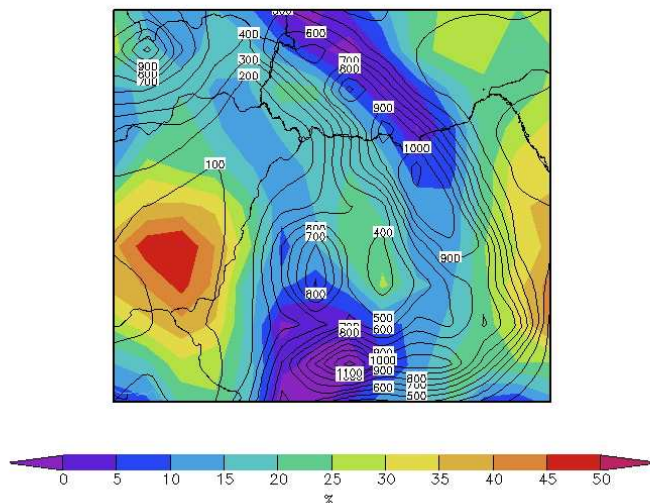
24. ábra. Relatív átlagos augusztusi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Az előrejelzés alapján szeptemberben is folytatódik a havi átlagos csapadékmennyiség csökkenése a 157 200 km²-en. A szeptemberi csökkenés értékeinek nagysága térben jobban elkülönül, mint augusztusban. A legkisebb csökkenés értéke 10–15%, a Visó, az Iza, a Tarac és a Fekete-Tisza vízgyűjtőjén és a Közép-Tisza Ny-i vízgyűjtő területén várható. Ettől nagyobb -20– -25%-os értékű változással kell számolni az Avas D-i és az Erdélyi-szigethegység É- és ÉNy-i előterében. A legnagyobb mértékű -35– -40%-os változást jelez a modell a jövőben a Sajó, Hernád és a Tisza vízgyűjtőterület DK-i részén (25. ábra).

Októberben a mediterrán ciklonok hatására egy másod-csapadékmaximum alakul ki a Tisza vízgyűjtő területén. Az október havi csapadékmennyiség növekedése, 2061–2090 között az 1961–1990-es időszakhoz képest DNy-ról ÉK-felé csökken az Alföldön, nagyságrendileg, 50%-tól 20%-ig. A Bodrogek és a Nyírség vonalán egy relative kisebb 10–15%-os csapadékmennyiség növekedés várható. Ettől É-ra és ÉK-re a növekedés értéke elérheti a modell alapján a 20–30%-os különbséget. A legkisebb növekedési értéket, 0–5%-ot, a modell az Erdőhát és a Ruszka-havasok területére prognosztizál (26. ábra).

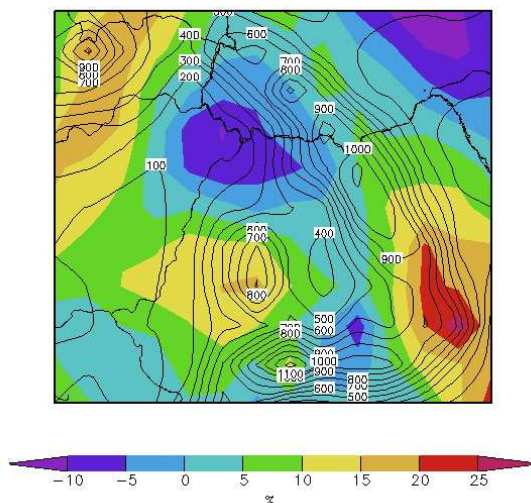


25. ábra. Relatív átlagos szeptemberi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)



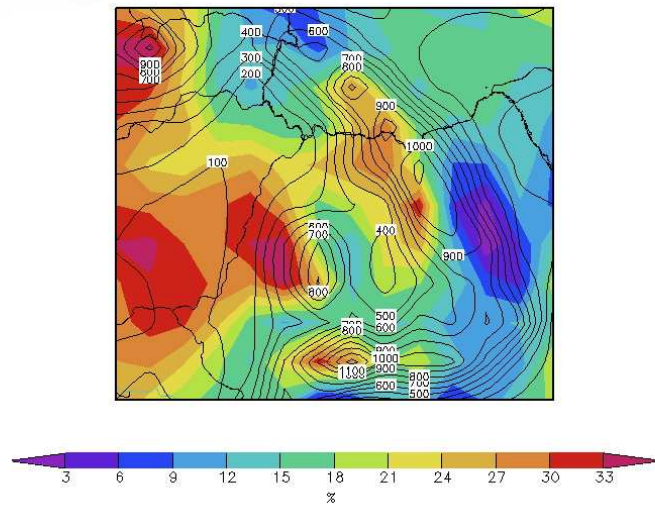
26. ábra. Relatív átlagos októberi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Novemberben, a vizsgált jövőbeni időszakban a kontroll-időszakhoz képest, a Tisza vízgyűjtőjének D-i és K-i területein havi átlagos csapadékmennyiség növekedéssel számolhatunk. Az Északkeleti-Kárpátok előterében, a Nyírségben és az Érmelléken pedig a csökkenés jellemző, melynek nagysága elérheti a 10%-ot (27. ábra).



27. ábra. Relatív átlagos novemberi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

Decemberben növekedni fog az átlagos havi csapadékmennyiség a Szenário-időszakban az 1961–1990-es időszakhoz képest. A vízgyűjtőterületen a legnagyobb növekedést, 30–33%-ot, az Alsó- és a Középső-Tiszán, a Körösök vízgyűjtőjén jelzi a regionális klímamodell. A legkisebb növekedési érték, a Bodrog és az Erdélyi-szigethegység K-i, esőárnyékos részében várható (28. ábra).

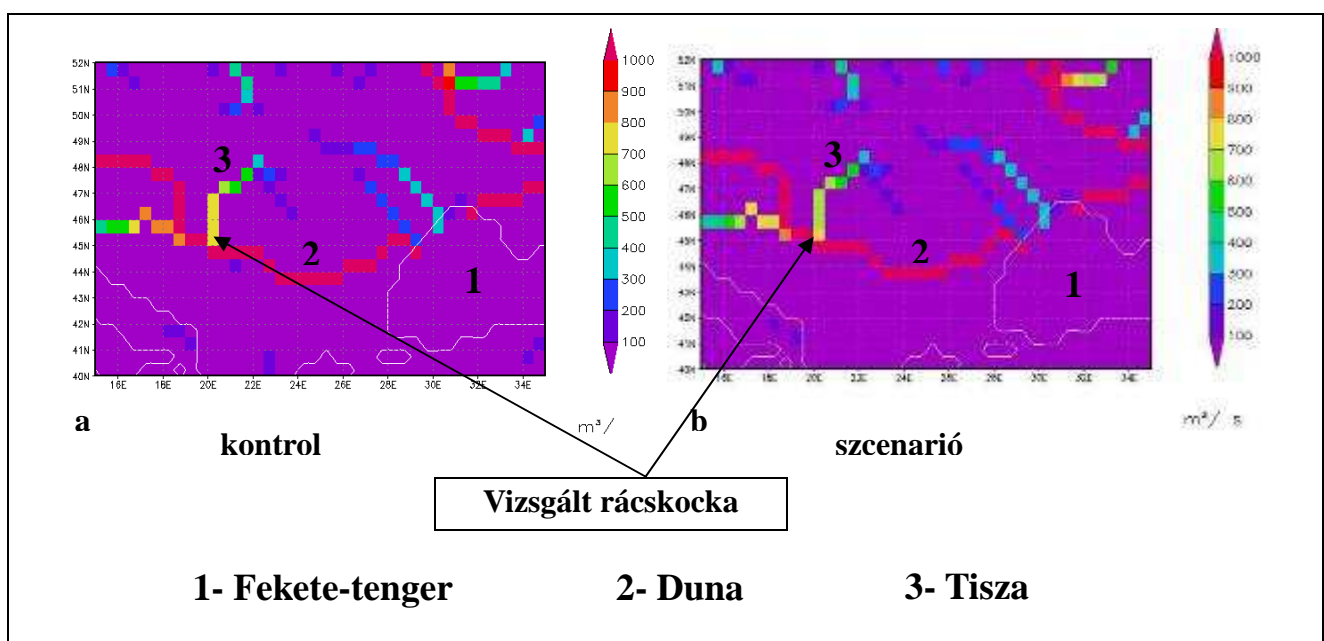


28. ábra. Relatív átlagos decemberi csapadékváltozás a Tisza vízgyűjtő területén, 2061–2090/1961–1990 (%) (A kontúrvonalon feltüntetett értékek a tszf-i magasságot jelzik)

A Tisza várható vízhozama

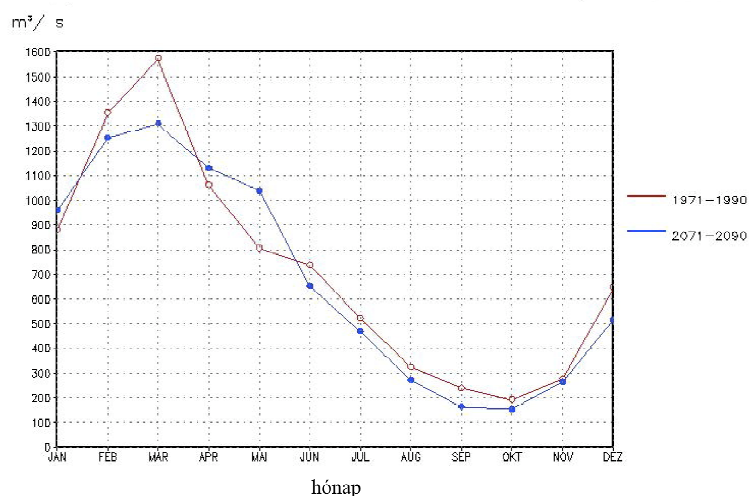
A klímaváltozás hatásai leghamarabb a folyók vízhozamában tükröződik. Szalay (2003) által végzett kutatások alapján a mért hőmérsékleti adatokat felhasználva a Tisza magyarországi vízgyűjtő területén 0,5 °C-kal nőtt az évi középhőmérséklet az elmúlt évszázadban. Egyes szelvényekre alkalmazott eseti vizsgálatok éves vízhozam csökkenést mutattak ki a XX. században (Nováky 2000). A tanulmány elején kitűzött célhoz híven, megvizsgáltuk a Tisza éven belüli vízhozam változásának nagyságát. A vizsgálat során HD modellt alkalmaztunk, bevitt adatként a REMO által produkált felszíni lefolyási adatokat használtuk. A felszíni lefolyás – szcenárió-időszak kontroll-időszakhoz viszonyított – változása, már publikálásra került (Radvánszky és Jacob 2008). Ebből kifolyólag nem térnek ki ezen részeredmények részletes ismertetésére.

A 46. északi szélességi körnél lévő Tisza rácskockájára (29. ábra) vonatkozó HD modell érvényességi futtatás adatait összehasonlítottuk a Szegednél mért lefolyási adatokkal, s ezzel a modell pontosságát teszteltük (Radvánszky és Jacob 2008).

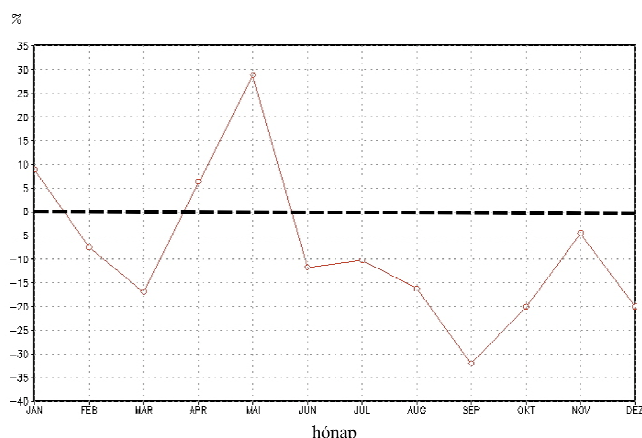


29. ábra Az átlagos évi tiszai vízhozam 1971—1990 (a) és 2071—2090 (b)

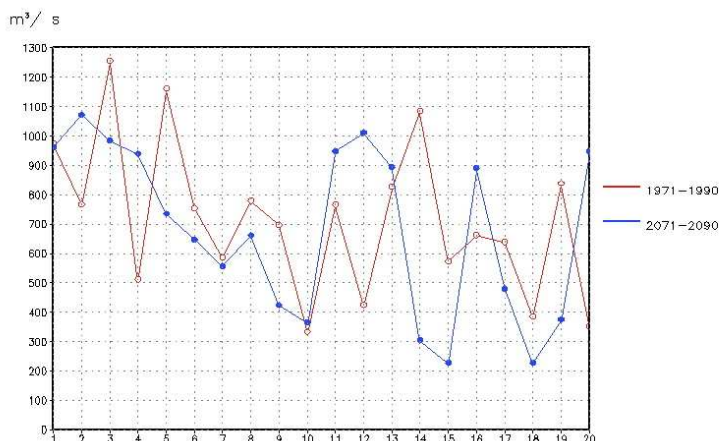
A két időszak összehasonlításának eredményeként megfigyelhető a havi lefolyás változásának szignálja, Zentánál (Senta) (30. ábra). A modell előrejelzése szerint a Tisza vízhozamában, februárban és márciusban átlagosan 12%-os csökkenés várható. Ezt követően áprilisban és májusban növekedés figyelhető meg, a Tisza torkolata előtt. Nyáron és ősszel a lefolyás mennyisége a jövőben csökkenni fog. A legnagyobb csökkenést (-31%), a modell szeptemberre jelzi (31. ábra). A kontroll- és a Szenárió-időszakban modellezett éves vízhozam mennyiség csökkenő tendenciát mutat (32. ábra).



30. ábra A közepes havi tiszai lefolyás Zentánál (m^3/s)



31. ábra Relatív havi lefolyásmennyiség változás a Tiszán Zentánál 2071—2090/1971—1990 (%)



32. ábra A közepes éves lefolyásmennyiség a Tiszán Zentánál (m^3/s)

Összegzés

A klíma folyamatos változása következtében napjainkban egy felmelegedési időszaknak vagyunk a tanúi, ennek következtében a XXI. század egyik legnagyobb kihívását a Kárpát-medencében az éghajlatváltozás jelenti.

Az átlagos havi hőmérsékletek 2061–2090 között a kontroll-időszakhoz képest növekedni fognak, ami befolyásolja a vízkörzést. Az éves csapadékmennyiség a jövőben csökkenni fog, de ez nem jelenti azt, hogy magas vízállások nem alakulhatnak ki a Tiszán és annak mellékfolyóin. A csapadékmennyiség csökkenés a hegyvidéki területeken várható. Télen és tavasz elején magas vízállás kialakulását eredményezheti a téli növekvő csapadékmennyiség a Felső-Tisza-, Szamos-, Körösök- és a Bodrog vízgyűjtőterületén, mely eső formájában fog lehullni a területre. A lehulló csapadék, ha fagyott talajra hull, akkor a talaj nem tudja késleltetni a lefolyás időtartamát, s így csökken a víz összegyűlekezési ideje. A hőmennyiség csökkenésének következtében (Radvánszky és Jacob 2008) az éves vízhozam első maximuma a Tiszán időben eltolódik. A márciusi és áprilisi átlagos csapadékmennyiség növekedése a két utolsó tavaszi hónapban nagy vízhozamot eredményezhet a Tisza torkolatánál. A nagy vízhozam következménye a magas vízállás, mely hatással van a mellékfolyók vízszint mozgására is. A problémát az okozhatja, ha a Dunán is árhullám vonul le egyidejűleg, és így a Tisza elveszítheti a hidrológiai önállóságát. Ebben az esetben hosszan elnyúló árvízi védekezésre kell majd készülni.

Csökkenni fog a nyár eleji első csapadékmaximum alkalmával lehulló csapadék abszolút mennyisége. Ebből kifolyólag várható az alacsonyabb vízhozammal levonuló zöldárak kialakulásának gyakorisága. A nyári hónapokra a modell átlagos csapadékmennyiség csökkenést prognosztizál. Növekszik ezáltal a hosszú nyári szárazságok előfordulásának esélye. A vízgyűjtőterületen kialakuló aszályos időszakok újabb kihívások elé állítják a mezőgazdaságot és az egészségügyet. A nyarat követően, októberben és novemberben az élenkűlő mediterrán ciklonok hatására a másod-csapadékmaximum idején lehulló csapadék mennyisége növekszik, de így is elmaradnak az előrejelzés szerint a várható őszi havi átlagos vízhozamok a kontroll-időszakhoz képest. Az eredményekből kiderül, hogy a mediterrán ciklonok hatása nagyobb befolyással bír majd a Tisza vízgyűjtőjének éven belüli csapadékeloszlásban és a főfolyó vízhozamának alakulásában.

Bízom abban, hogy eredményeim a társadalom szempontjából a legjobb döntések meghozatalát segítik elő, hiszen a Tisza vízgyűjtő területén a XXI. század egyik legnagyobb kihívása az éghajlatváltozás lesz.

Mindenekelőtt köszönettel tartozom a Deutsche Bundesstiftung Umwelt-nek (DBU), hogy a Max Planck Meteorológiai Intézetében végzett munkámat ösztöndíjikkal támogatták. Németországban végzett kutatásom témavezetője dr. Daniela Jacob volt, akinek szakmai irányításáért nagyon hálás vagyok. Köszönetet mondok az intézet Regionális Klímamodell csoportjának önzetlen segítségükért. Köszönöm dr. Schweitzer Ferenc doktori témavezetőm és dr. Tóth József professzor úr támogatását. Munkám eredményességéhez nagymértékben hozzájárult a Márton Áron Szakkollégium, s hálás vagyok a Kárpátaljai Felsőoktatási és Ösztöndíjbizottságnak, hogy ajánlásukkal doktori éveim során ösztöndíjban részesültem.

Irodalomjegyzék

- Alföldi L. – Schweitzer F. 2003. A Tisza vízrendszerének földrajzi és hidrológiai jellemzése. In: Teplán I. (szerk.) A Tisza vízrendszere (I. kötet). MTA Társadalomkutató Központ. Budapest, 41–51.
- Andó M. 2002. A Tisza vízrendszer hidrológiája. SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged 168.
- Bartholy J. – Mika J. 1998. Éghajlatelőrejelzés, bizonyosságok, kételyek. Az éghajlatváltozás és következményei. Meteorológiai Tudományos Napok, 97. OMSZ, Budapest, 19–32.
- Bodnár G. – Fazekas L. – Illés L. – Kerti A. – Pesel A. 2004. Az árvíz hidrológiája. In: Bodnár G. – Fazekas L. – Illés L. – Kerti A. – Pesel A. (szerk.) A 2001. márciusi felső-tiszai árvíz. FETIVIZIG, Nyíregyháza, pp. 13-105.
- Domonkos P. – Tar K. 2003. Long-term changes in observed temperature and precipitation series 1901–1998 from Hungary and their relations to larger scale changes. Theor. Appl. Climatol. 75, 131–147.
- Dövényi Z. 2005: Az árvizek település- és településhálózat-formáló hatása a Felső-Tisza-vidéken. Földrajzi Értesítő 54, 85–109.
- Gálos B. – Lorenz P. – Jacob D.(?) Dramatic increase in dry events in Hungary possible? (in prep.)
- Gauzer B. – Bartha P. 1999: Az 1970. és 1998. évi felső-tiszai árhullámok összehasonlítása, árvízi szimulációs vizsgálatok. Vízügyi Közlemények 81/ 3. 354–387.
- Hagemann S. 1998. Entwicklung einer Parametrisierung des lateralan Abflusses für Landflächen auf der globalen Skala. Dissertation.
- Hagemann S. – Dümenil L. 1998: A parameterization of the lateral waterflow for the global scale. – Climate Dynamic 14/1. 17–31.
- Hagemann S. – Jacob D. 2007: Gradient in the climate change signal of European discharge predicted by a multi-model ensemble. Climatic Change 81. 309-327. DOI 10.1007/s10584-006-9225-0
- Hajósy F. 1954. Adatok a Tisza vízgyűjtőjének csapadékvizonyaihoz. Akadémiai Kiadó, Budapest. 113.
- Illés L. – Konecsny K. 2000: Az erdő hidrológiai hatása az árvizek kialakulására a Felső-Tisza vízgyűjtőjében. Vízügyi Közlemények 82/2. 167–197.
- Jacob D. 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. Meteorology and Atmospheric Physics 77. 61–73.
- Jacob D. – Van den Hurk B. J. J. M. – Andrae U. – Elgered G. – Fortelius C. – Graham L.P. – Jackson S. D. – Karstens U. – Koepken C. – Lindau R. – Podzun R. – Rockel B. – Rubel F. – Sass B. H. – Smith R. – Yang X. 2001: A Comprehensive Model Intercomparison Study Investigating the Water Budget During the PIDCAP Period. Meteorology and Atmospheric Physics 77/1-4. 19-44.
- Jacob D. – Bärring L. – Christensen O.B. – Christensen J. H. – de Castro M. – Deque M. – Giorgi F. – Hagemann S. – Hirschi M. – Jones R. – Kjellström E. – Lenderink G. – Rockel B. – Sanchez E. – Schär C. – Seneviratne S. – Somot S. – van Ulden A. – van den Hurk B. 2007: An inter-comparison of regional climate models for Europe: Design of the experiments and model performance. Climatic Change 81, Supplement 1
- Konecsny K. 2002. A Felső-Tisza-vidék időjárési és vízjárési viszonyainak változása a XX. században. In: Frisnyák S. (szerk.): A Nyírség és a Felső-Tisza-vidék története földrajza. Nyíregyháza. 41–49.
- Lászlóffy-Böhm W. 1932: A Tiszavölgy, Vízrajzi leírás és a vízmunkálatok ismertetése. Különnyomat a Vízügyi Közlemények júliusi és decemberi számából. Budapest: Kir. Magy. Egyetemi Nyomda.
- Lászlóffy W. 1982. A Tisza. Akadémiai Kiadó, Budapest. 610.
- Latif M. – Roeckner E. – Botzet M. – Esch M. – Haak H. – Hagemann S. – Jungclaus J. – Legutke S. – Marsland S. – Mikolajewicz U. 2003: Reconstructing, Monitoring, and Predicting Decadal-Scale Changes in the North Atlantic Thermohaline Circulation with Sea Surface Temperature. Journal Climate, 17. 1605–1613.

- Nováky B. 2000: Az éghajlatváltozás vízgazdálkodási hatásai. *Vízügyi Közlemények*, 82/3–4. 418–448.
- Nováky B. 2003: Éghajlat és víz: bizonyságok és bizonytalanságok. *Vízügyi Közlemények*, 85/4. 536–546.
- Radvánszky B. – Izsák T. 2006: Az Ős-Tisza hordalékkúpja a Huszti-kapu előterében. *Acta Beregsasiensis*, 5/ 2. 135–149.
- Radvánszky B. – Daniela J. 2008: A Tisza vízgyűjtőterületének várható klímaváltozása és annak hatása a Tisza vízhozamára regionális klímamodell (REMO) és a lefolyási modell (HD) alkalmazásával. *Hidrológiai Közlemények* 88/3. 33–42.
- Schweitzer F. 2001a: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. Folyóink hullámterei fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. *Földrajzi Értesítő* 50. 9–31.
- Schweitzer F. 2001b: Gátépítés vagy hullámtér-bővítés. In: *Társadalom és Környezet*. Eger–Debrecen. 95–103.
- Schweitzer F. 2004: On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogen. *Földrajzi Értesítő* 53. 5–11.
- Semmler T. – Jacob D. 2004: Modeling extreme precipitation events – a climate change simulation for Europe. *Special Issue in Planetary and Global Change*, 44. 119–127.
- Somogyi S. 2003. A Tisza vízgyűjtőjének földrajzi helyzete. In: Teplán I. (szerk.): *A Tisza vízrendszere* (I. kötet). MTA Társadalomkutató Központ, Budapest. 17–27.
- Szalai S. 2003. A folyó vízgyűjtőjének éghajlati viszonyai. In: Teplán I. (szerk.): *A Tisza vízrendszere* (I. kötet). MTA Társadalomkutató Központ, Budapest. 53–66.
- Szinell C. S. – Bussay A. – Szentimrey T. 1998: Drought tendencies in Hungary. *Int. J. Climat.* 18. 1479–1491.
- Szlávik L. – Fejér L. 1998: Töltésszakadások a Felső-Tiszán 1947 szilveszterén. *Vízügyi Közl.* 80/2. 286–318.
- Szlávik L. 2003a: A 2001. évi Felső-Tiszai árvizek kialakulása és hidrológiai sajátosságai. *Vízügyi Közlemények* 85/3. 12–34.
- Szlávik L. 2003b: Az ezredforduló árvizeinek és belvizeinek hidrológiai jellemzése. – *Vízügyi Közlemények*, 85/4. 545–569.
- Vágás I. 1982. *A Tisza árvizei*. VÍZDOK, Budapest.
- Vágás I. 2001. Az ezredforduló árhullámai a Tiszán. *Magyar Tudomány*, 2001/08.
- <http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/modelle/model-distribution.html>
- <http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/ueberblick/atmosphaere-im-erdsystem/regionale-klimamodellierung/the-remo-model/the-regional-model-remo.html>
- <http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/ueberblick/atmosphaere-im-erdsystem/regionale-klimamodellierung/the-remo-model/remo-model-characteristics.html>
- <http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/089.htm>
- <http://www.ipcc.ch/>
- <http://www.ipcc.ch/graphics/index.htm>
- <http://www.ipcc.ch/ipccreports/index.htm>
- <http://www.clavier-eu.org/>
- <http://www.vahava.hu/kutatasieredmenyek.html>
- <http://ensembles-eu.metoffice.com/>

Csapadékintenzitás-mérő és vízszintregisztráló műszerek tesztelése egy hegyvidéki kísérleti vízgyűjtőn (Radnai-havasok)

Galgóczy Zsolt

*ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c.,
zsolt.galgoczy@gmail.com*

1. Bevezetés

A vízgyűjtő területek csapadék-lefolyás összefüggéseinek feltárása és értelmezése a hidrológia egyik alapfeladata. A lefolyási viszonyok jellemzéséhez feltétlenül ismerni kell a csapadék tér- és időbeli eloszlását, a vízgyűjtő természetföldrajzi adottságait és hatásait, amelyek eredőjeként megy végbe a lefolyás folyamata.

A vízgyűjtők hidrológiai tulajdonságainak komplex tanulmányozására a múlt század második felében világszerte kísérleti és tájjellemző területeket jelöltek ki ill. létesítettek abból a célból, hogy a feltárt összefüggéseket a hidrológiai analógia és egyéb eljárások (regionális általánosításon alapuló módszerek, kereszt- és autoregresszív adatelőállítási modellek, statisztikai eljárások, stb.) felhasználásával kevésbé ismert, adathiányos területekre is alkalmazni lehessen (Domokos, 1979; Domokos és Kovács, 1983; Dub, 1965; Hewlett, et al. 1969; Leopold, 1973; Liebscher, 1973; Reinhart, 1958; Toebe és Ouryaev, 1970; Tsukamoto, 1975; VITUKI, 1975; 1978).

Az összefüggések feltárásához és az eljárások kidolgozásához tehát mintaterületekre és mérési eredményekre (elsősorban csapadék- és vízhozam-idősorokra) van szükség. A kísérleti és tájjellemző vízgyűjtők üzemeltetése Magyarországon az 1980-as évek végén – részben anyagi okok miatt – megszűnt, de a határainkon túl (Egyesült Államok, Új-Zéland, Svájc, Japán, Szlovákia, Románia stb.) a mai napig értékes adatokat szolgáltatnak a műszaki hidrológia számára (Mendez, et al. 2003; Miklánek, et al. 2003; Parajka, 2001; Stone, et al. 2008; etc.).

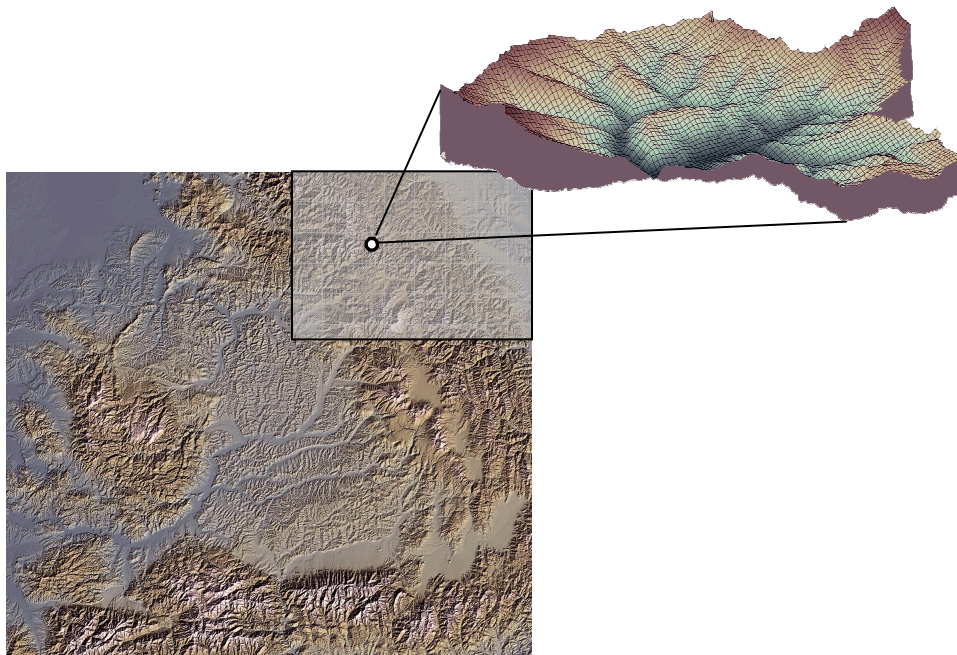
A hegyvidéki kísérleti vízgyűjtőkön végzett kutatások fontosságát jelzi, hogy folyóink vízjárását döntő mértékben az országhatáron kívüli hegységi területek adottságai és hidrometeorológiai folyamatai határozzák meg. Árvíz-hidrológiai szempontból különösen fontos a Kárpátok magasabb régióinak tanulmányozása, mert a Tisza és mellékfolyóinak árvizei a forrásvidékek csapadéokban gazdag, gyors lefolyású területein alakulnak ki. Vizsgálataimhoz ezért a felső-tiszai mellékfolyók gyökérterületeit megfelelően jellemző, reprezentatív vízgyűjtőt választottam ki, ahol a csapadék és a vízhozam időbeli változásának követésével lehetőség nyílik e területek behatóbb tanulmányozására.

Már a kutatómunka kezdeti időszakában nyilvánvalóvá vált, hogy a csapadék és a lefolyás összefüggéseinek vizsgálatához műszeres mérésekre lesz szükség. Az adatsorok előállítása érdekében saját fejlesztésű csapadékintenzitás-mérő és vízszintregisztráló műszerek gyártásába kezdtem, az első használható széria tesztelésére 2008. nyarán került sor. Az észlelési adatok kiértékelése során olyan eredmények születtek, amelyek igazolták a műszerek helyes működését és használhatóságát. A kifejlesztett mérőeszközök a későbbiekben tetszőleges (hó- és fagymentes) időszak csapadékeseményeinek regisztrálására és vízjárási folyamatainak nyomon követésére alkalmasak.

2. A vizsgált terület

A műszerek tesztelésére kiválasztott 99,2 km²-es mintaterület a Nagy-Szamos forrásvidéke, a Radnai-havasok keleti részén 687-2222 m közötti magasságtartományban fekszik. A vízgyűjtő határa hosszú szakaszon egybeesik a Kárpátok fő vízválasztójával. A Radnai-hágótól (1275 m) nyugatra és keletre elterülő mintegy 1500-1800 m átlagmagasságú gerincszakaszok amfiteátrum-szerűen ölelik körül a területet, meghatározva a részvízgyűjtők lejtésviszonyait és égtáj szerinti kitettségét. A domborzatot erős horizontális és vertikális tagoltság jellemzi, több helyen 4 km/km² feletti völgsűrűség- és 550 m/km²-t meghaladó relatívrelief-értékekkel. A vízgyűjtő alapkőzete túlnyomó részben vízzáró csillámpala, kvarcit, gránit és gneisz, ami kedvez a gyors lefolyásnak (Morariu, et al. 1972; Kräutner, 1938; Sircu, 1978).

A vizsgált terület vízrendszerét mintegy 600 kisebb-nagyobb, a peremterület felől legyezőszerűen összefutó vízfolyás alkotja. A vízhálózat rajzolata a Verstappen-féle besorolás (1964) szerint jellemzően szabadon fejlődő ágas, részben szerkezetileg befolyásolt. A bifurkációs együttható átlagos értékei 1: 25 000-es térképről a Strahler-féle kategorizálás (1957) alapján: $Rb_{1-2} = 4,1$, $Rb_{2-3} = 4,6$, $Rb_{3-4} = 3,7$ (Galgóczy, 2004). A vízgyűjtő alakja és az említett vízhálózati tulajdonságok a heves árhullámok kialakulásának kedveznek (1. ábra).



1. ábra. A kísérleti vízgyűjtő földrajzi helyzete és digitális domborzatmodellje

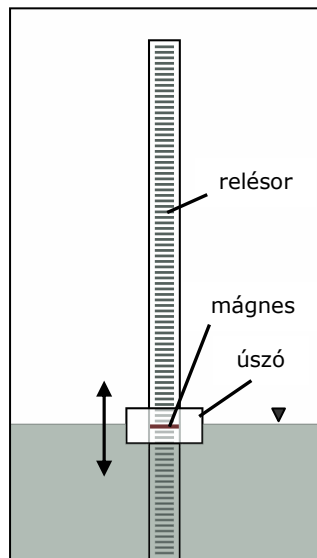
A Nagy-Szamos forrásvidékét hűvös, csapadékos hegyvidéki éghajlat jellemzi. A csapadékot szállító légáramlat és az ütköző felület térbeli viszonyától, valamint a tengerszint feletti magasságtól függően a sokévi átlagos csapadékmennyiség 900-1300 mm között alakul, egyes helyeken az 1400 mm-t is meghaladhatja. A mintaterület és környéke tehát a Kárpát-medence legcsapadékosabb régiói közé tartozik (Coldea, 1990; Mureșianu, 1997). A sajátos domborzati és hidrometeorológiai adottságoknak köszönhetően a körzetben esetenként extrém árvizeket kialakító csapadékgócok is létrejöhetnek, jellemző példa erre az 1970-es Tiszavölgyi árvíz (Andó és Vágás, 1972; Boga, 1973; Illés és Konecsny, 2001; Topor, 1970).

A javarészt tűlevelűekből álló természetes növénytakaró (lucfenyő 63 %, jegenyefenyő 14 %, bükk 16 %) 75 %-ban borítja a felszínt; a lefolyás szempontjából kritikus, erdőhatár feletti meredek lejtők aránya 25 %.

3. Módszerek

A kísérleti vízgyűjtő lefolyási folyamatainak vizsgálatára 12 db vízszintregisztráló és 8 db csapadékkintenzitás-mérő műszer készült. A műszerek a vízállás időbeli változásának nyomon követésére alkalmasak, így a megfelelő helyszínre telepítve őket, a csapadékesemények és a belőlük kialakuló árhullámok összefüggéseinek egzakt, mennyiségi vizsgálatát teszik lehetővé.

Mindkét műsbertípus mérési elve azonos: a függőlegesen vízbe helyezett műsbertokban sűrűn egymás alatt mágneses (reed-) relék vannak elhelyezve. A vízszint változásának megfelelően egy mágnessel ellátott úszó mozog gyűrűként fel-le a műsbertok körül, amely az aktuális vízszintnek megfelelő pozícióban lévő relét hozza működésbe (zárja a két elektródát). A zárt állapotú relé sorszámát – az elérni kívánt mérési gyakoriságnak megfelelő időközönként – egy adatgyűjtő elektronika rögzíti és tárolja el a memóriában (2. ábra). A mágneses relék egymástól való távolságának (3,3 mm) ismeretében a vízszintváltozás számítható. Tekintettel arra, hogy az úszóba beépített mágnes egyszerre két relét is képes zárt állapotba hozni, a mérési pontosság megduplázódik (1,5 mm).



2. ábra: A saját tervezésű és gyártású reed-relés vízszintérzékelő műszer mérési elve (a zárt állapotú relé helyzetét rögzíti az adatgyűjtő)

A csapadék-regisztráló műszereknél a csapadékot – a Hellmann-típusú csapadékirók mintájára – egy 200 cm² szabványos felfogó felületű tölcser vezeti a gyűjtőhengerbe, ahol az érzékelő van elhelyezve. A felfogó felület és a gyűjtőhenger hasznos felületének aránya 3:1, ami további háromszorosra (0,5 mm) növeli a csapadékmérés pontosságát. A műszer mérési tartománya 50 cm. A folyamatos mérés biztosítása érdekében a csapadék-regisztrálók szivornyás automata ürítő berendezéssel vannak ellátva (3/a ábra).

A vízszint-regisztráló műszerek a vízfolyás mellett a partoldalba épített csillapító aknában vannak elhelyezve. A patak vizét szűrőbetéttel és hordalék-ülepítő tartállyal ellátott összekötő csövek vezet az aknába, ahol a vízszint a közlekedőedény elvén, egyidejűleg és

azonos amplitúdóval, hullámmásmentesen változik. A műszer mérési tartománya – a területen várható maximális vízszintváltozások becslése alapján – 580 mm. Az illetéktelen hozzáférés megelőzésére a berendezés a föld alatt van elhelyezve (3/b ábra).



3. ábra. Csapadékinzintázás-mérő (bal oldali kép - 3/a) és vízszintregisztráló (jobb oldali kép - 3/b) műszerek, üzembe helyezés előtt.

A területen lévő vízfolyások dinamikus vízjárása miatt a mintavételi időközt 5 percre állítottam be. Az áramkörbe épített időzítő elektronika lehetővé teszi, hogy valamennyi műszer azonos időpontokban vegye az adatokat, tehát a műszerek egymással szinkronban működjenek. A műszerek hőmérsékletadatokat is tárolnak, elsősorban a fagymentes időszak elkülönítése céljából. Az energiaellátását műszerenként 2 db, szélsőséges hőmérsékleti körülmények (-40 – $+60$ °C) között is hónapokig működőképes lítium-elem biztosítja. Az elektronika két mintavétel között alvó üzemmódban van.

A reed-relés vízszint-érzékelés előnyei a fizikai mennyiségek (pl. nyomás, kapacitás stb.) változásán alapuló módszerekkel szemben az alábbiak:

- garantált linearitás
- időbeli stabilitás (nincs szükség kalibrálásra)
- magas zavartűrés (független a környezeti hatásoktól)
- nagy felbontás.

A műszerek tesztelésére 2008. augusztus 26–október 10. között került sor. A csapadékinzintázás-mérők közül 4 db-ot a vízválasztón, 1735–1793 m közötti magasságban ill. a Radnai hágón (1275 m) helyeztem el. A részvízgyűjtők zárószelvényénél 9 vízszintregisztrálót helyeztem üzembe, ebből hatnak volt értékelhető adatsora.

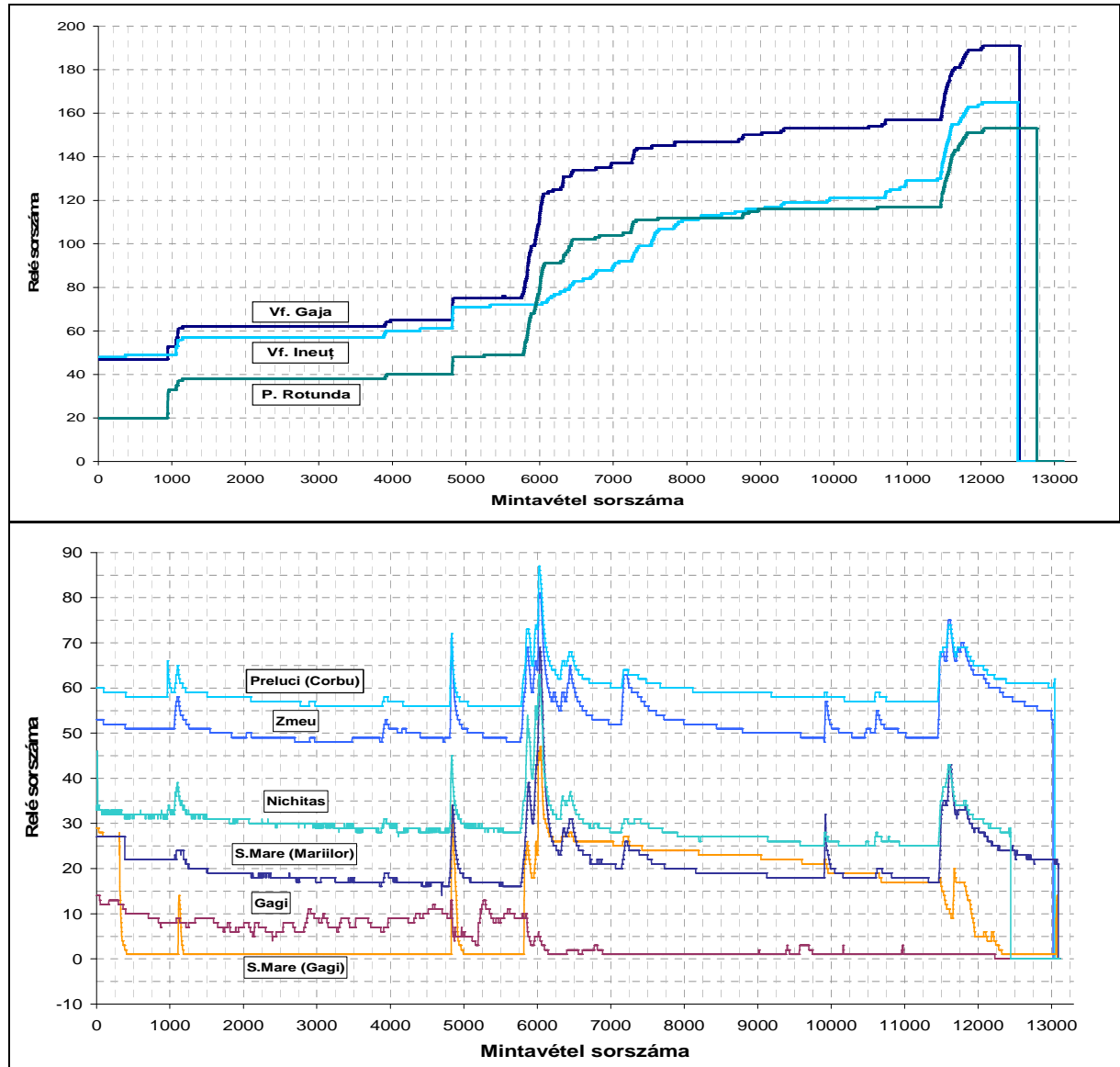
4. Eredmények

4.1. A mérési adatok értékelése

A mérési adatok elemzése alapján az alábbi következtetések vonhatók le:

- a) Valamennyi műszer egy időben vette az adatokat (szinkronban működtek). Ezt az ellenőrzött mintavételi időköz mellett az azonos számú mintavétel is igazolja.
- b) A csapadék-regisztrátum (összegzett görbe) a szokásos, jellegzetes monoton növekvő és vízszintes szakaszokból áll. A görbe töréspontjai a csapadék intenzitásában bekövetkező változásokat jelzik (4/a. ábra).

- c) Az összegzett csapadékgörbe „ugrásai” mennyiségileg reális értékeket mutatnak.
 d) A görbék alapján mind a négy csapadékmérési helyszínen közel egy időben volt csapadékesemény. A jelentősebb csapadékesemények időpontjaiban a közeli meteorológiai állomásokon (Valea Mare, Iezer) is hullott csapadék, a mért értékkel arányos mennyiségben. Ez feltehetően nem lokális eső, hanem időjárási fronttevékenység eredménye.

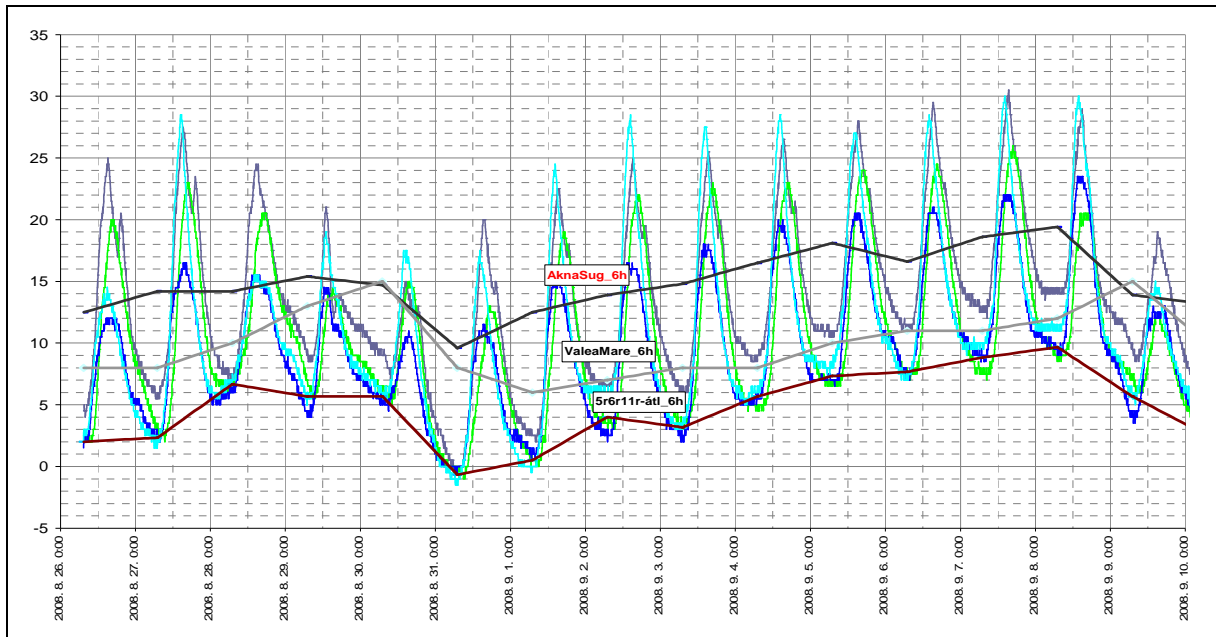


4. ábra. A megfelelő vízgyűjtőrészen elhelyezett műszerek összegzett csapadék-regisztrátumai (felső ábra – 4/a) és vízállás-idősorai (alsó ábra – 4/b).

- e) A másfél hónap alatt a viszonylag száraz, kisvizes tesztelési időszakban, 6 mérési helyszínen mintegy 42 kisebb árhullámot sikerült kimérni a vízszintregisztráló műszerekkel (4/b. ábra).
 f) A vízállás-idősorok görbéiben megfigyelhető kiugrások nagyjából egy időben jelentkeznek, és az összegzett csapadékgörbék változásaival is összhangban vannak.

Ennek oka, hogy a területen hullott csapadékeseményre a részvízgyűjtők a zárószelvényénél közel azonos időben, jellegzetes alakú árhullámokkal válaszolnak. Az adatsorok részletes elemzésével az árhullámok közötti időeltérések és mennyiségi relációk is tanulmányozhatók. Mindenesetre a mérések egyik fontos tapasztalata, hogy hasonlóan heves vízjárású területeken a csapadékeseményre adott gyors válasz miatt rövidebb mintavételi időköz (5 helyett 1-3 perc) alkalmazása indokolt.

- g) Két vízállásgörbénél megfigyelhető, hogy hosszabb szakaszokon az x tengellyel párhuzamosan „1” értéket vesz fel a vízállás. Ennek magyarázata, hogy a vizsgált szelvényénél a vízszint a mérhető legalacsonyabb érték alá süllyed, amit az úszó már nem tud követni, és megakad. Ettől az időponttól az úszó ismételt mozgásba hozásáig (a következő áradásig) folyamatosan a legalsó zárt állapotú relé helyzetét rögzíti az adatgyűjtő.
- h) A vízállás-idősorokban nem figyelhető meg napi ciklikusság (Gribovszki, et al. 2003; 2004), ami bizonyíték arra, hogy az erdő alapvízhozamra gyakorolt hatása – feltehetően az interferencia jelenség miatt – csak egy bizonyos vízgyűjtő-mérettartományon belül érvényesül.



5. ábra. A csapadékkintenzitás-mérőkben elhelyezett hőmérők hőmérséklet-idősorai. Az alsó összekötő vonal az azonos tengerszint feletti magasságban (1735-1793 m) elhelyezett három műszer reggeli (6h) adatai átlagértékének hosszú távú változását, a középső és a felső összekötő vonal a közeli meteorológiai állomások (Valea Mare és Ocna Șugatag) hasonló adatainak időbeli változását mutatja.

- i) A csapadékkintenzitás-mérőkben elhelyezett, kalibrált hőmérők görbéi jól mutatják a napi ritmust. A hőmérséklet-idősorban megfigyelhető hosszú távú (több napos) tendenciák hasonlóak a környező meteorológiai állomások idősorainak tendenciáihoz, ami szintén a reális mérési eredményeket igazolja (5. ábra).

4.2. A tesztelési eredmények felhasználása, továbblépési irányok

A tesztelt műszerek jövőbeli alkalmazása lehetőséget nyújt a csapadék és a vízállásból származtatott vízhozam időbeli változásainak nyomon követésére, elemzésére és az

összetartozó csapadék-árhullám párok összefüggéseinek feltárására. A fontosabb vizsgálati lépések, lehetőségek és célok az alábbiakban foglalhatók össze:

- 1) A műszeres mérések mintaterületen történő folytatása a későbbi vizsgálatok alapja.
- 2) Vízhozamgörbe meghatározásával és alkalmazásával a vízállás-idősor vízhozam-idősorrá alakítható.
- 3) A vízhozam-idősor alapján bármely mérési szelvényre meghatározható a levonuló árhullám víztömege és időtartama.
- 4) Az árhullámképek elemzésével, szeparálásával és a lefolyásképző csapadék meghatározásával (kettős transzformáció) lehetőség nyílik a vízgyűjtő alapvetően fontos hidrológiai jellemzőjének, az egységárhullám-képnek¹ a meghatározására. Az egységárhullámkép a vízgyűjtő lefolyási rendszerjellemező függvénye, melynek ismerete igen fontos és hasznos input információja lehet a lefolyás-előrejelző modelleknek (Clark, 1945; Kontur, et al. 2001; Sherman, 1932).
- 5) A különböző időtartamú hatékony csapadékhhoz tartozó egységárhullám-képek alapján árhullámok generálhatók a vizsgált szelvényre.
- 6) A nagyszámú generált árhullám árvízi eloszlásfüggvény meghatározására ad lehetőséget.
- 7) Az eredmények adaptálása hasonló adottságú vízgyűjtőkre a hidrológiai analógia alapján lehetséges. A kutatási program ennek megfelelően a hazai árvízi előrejelzésbe is integrálható.
- 8) A mérési adatok lehetővé teszik a csapadék területi és időbeli eloszlásának alaposabb vizsgálatát, modellek kifejlesztését (esetleg kalibrálását) hegyvidéki területeken.
- 9) A kutatási eredmények hasznos adalékul szolgálnak a vízrajzi (hidrológiai és hidrometeorológiai) észlelőhálózat fejlesztésének tervezésénél (alapvető igény az automatizálás és a távjelzés). A csapadékmérés esetében – a területi eloszlás eddigénél megbízhatóbb megismerése céljából - kiemelten fontos a földi mérési adatokkal kalibrált csapadékradar-információk rendelkezésre állása.
- 10) A vízállás folyamatos regisztrálásával lehetőség nyílik az erdő alapvízhozamra gyakorolt hatásának további elemzésére, a fent említett Sopron környéki vizsgálatok kiegészítéseként.

5. Összegzés

A Radnai-havasokban lévő reprezentatív mintavízgyűjtőn 2008. nyarán új fejlesztésű, mágneses érzékelésen alapuló csapadék- és vízszintregisztráló műszerek tesztelésére került sor. A mérési módszernek több előnye is van a fizikai mennyiségek változásán alapuló vízszintregisztrálókkal szemben (magas zavartűrés, automatikusan biztosított linearitás, nagy felbontás stb.). A kiértékelt mérési adatok visszaigazolták a módszer használhatóságát és a műszerek megfelelő működését.

A tesztelés idején a csapadék- és vízszintregisztrálók egymással szinkronban gyűjtötték az adatokat, ami az adatsorok összehasonlítására adott lehetőséget. A csapadékesemények hatására a vízfolyások – a domborzati viszonyoknak megfelelően – rövid időn belül jellegzetes alakú árhullámokkal válaszoltak. A másfél hónapos őszi kisvízes időszakban mintegy 42 db árhullámot sikerült regisztrálni a területen.

A későbbiekben, a mérések alapján lehetőség nyílik hidrológiailag kevésbé feltárt területek lefolyási folyamatainak, csapadék-lefolyás összefüggéseinek tanulmányozására. A

¹ Valamely terület egységárhulláma az a vízhozam-időfüggvény, amelyet az egész vízgyűjtőn adott időszak alatt, egyenletes intenzitással, egyenletes (vagy esetleg más, meghatározott) területi eloszlásban hulló egységnyi csapadék (vagy esetleg más tényező) eredményeként keletkezik (WMO, 1974).

műszeres mérések révén fontos és ígéretes vizsgálati lehetőségnek mutatkozik az egységárhullám-képek meghatározása, melynek segítségével árvízi eloszlásfüggvény állítható elő. A kutatási eredmények hasznos adalékul szolgálhatnak továbbá a vízrajzi észlelőhálózat fejlesztéséhez, a csapadék területi eloszlásának vizsgálatához, a csapadékradar-információk földi adatokkal történő kalibrálásához, az árvízi előrejelzésekhez vagy az erdő alapvízhozamra gyakorolt hatásának tanulmányozásához.

Köszönetnyilvánítás

A műszerek kifejlesztésében Molnár Zsolt és Dr. Kohut József, a Budapesti Műszaki Főiskola Kandó Kálmán Villamosmérnöki Kar munkatársai vettek részt, önzetlen segítségükért köszönettel tartozom. A kutatást a Pázmány-Eötvös Természettudományi Információs Alapítvány támogatta.

Irodalom

- Andó M. – Vágás I. 1972. A Tisza-völgy 1970. évi nagy árvize. Földrajzi Közlemények 96/20, 18-37.
- Boga T.L. 1973. Árvizek 1970. tavaszán Romániában. Hidrológiai Közlöny 53/5, 242-245.
- Clark C.O. 1945. Storage and unit hydrograph. Transactions of the American Society of Civil Engineers 110/2261, 1419-1446.
- Coldea G. 1990. Munții Rodnei. Studiu geobotanic. Editura Academiei Române, București 183.
- Domokos M. 1979. A Vízrajzi Intézet hidrológiai kísérleti és tájleíró területei (Eredmények és célok). MHT IV. Országos Vándorgyűlése Keszthely, 1979. május 17-18. Magyar Hidrológiai Társaság, Budapest 16.
- Domokos M. – Kovács Gy. 1983. Kísérleti vízgyűjtőn meghatározott csapadék-lefolyás kapcsolat regionális általánosítása. Hidrológiai Közlöny 63/3, 107-113.
- Dub O. 1965. Experimental and representative basins in Czechoslovakia. In: Tison, L.J. (ed.): Symposium on Representative and Experimental Areas, Budapest, 28 September-5 October 1965. IAHS Publication 66. Gentbrugge 131-135.
- Galgóczy Zs. 2004. Morfometriai paraméterek vizsgálata a Nagy-Szamos forrásvidékén. Földrajzi Közlemények 128/1-4, 89-103.
- Gribovszki Z. – Kalicz P. – Kucsara M. 2003. Erdővel borított kisvízgyűjtők lefolyási jellemzői. A Magyar Hidrológia Társaság XXII. Országos Vándorgyűlésének kiadványa, Budapest. CD-ROM
- Gribovszki Z. – Kalicz P. – Kucsara M. 2004. Klimatikus és hidrológiai hatások tükröződése az erdei patakok alapvízhozamában. A Magyar Hidrológia Társaság XXII. Országos Vándorgyűlésének kiadványa, Keszthely. CD-ROM.
- Hewlett J.D. – Lull M.W. – Reinhart K.G. 1969. In defense of experimental watersheds. Water Resources Research 5/1, 306-316.
- Illés L. – Konecsny K. 2001. Az árhullám hidrológiai jellemzése. In: Bodnár G. – Illés L. – Kertai I. – Pesel A. (szerk.): Az 1998. novemberi felső-tiszai árvíz. Nyíregyháza 13-76.
- Kontur I. – Koris K. – Winter J. 2001. Hidrológiai számítások. Linograf Kft, Budapest 584.
- Kräutner T. 1938. Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). Anuarul Institutului Geologic al Romaniei 19, Bucharest 161-292.
- Leopold L.B. 1973. Hydrologic research on instrumented watersheds. In: IAHS/UNESCO (co-eds.): Results of research on representative and experimental basins. Proceedings of the Wellington Symposium, 1-8 December 1970. International Association of Hydrological Sciences–Unesco, Paris, IAHS Publication 97, 135-150.
- Liebscher H. 1973. Results of research on some experimental basins in the upper Harz Mountains (Federal Republic of Germany). In: IAHS/UNESCO (co-eds.): Results of research on representative and experimental basins. Proceedings of the Wellington Symposium, 1-8 December 1970. International Association of Hydrological Sciences–Unesco, Paris, IAHS Publication 97, 150-162.
- Mendez A. – Goodrich D.C. – Osborn H.B. 2003. Rainfall point intensities in an air mass thunderstorm environment: Walnut Gulch, Arizona. Journal of the American Water Resources Association 39/3, 611-621.
- Mikláné P. – Halmova Z. – Pekarova P. 2003. Extreme runoff simulation in the Mala Svinka Basin. In: Verhoest N. – Hudson J. – Hoeben R. – De Troch F. (eds.): Monitoring and modelling catchment water quantity and quality. 8th Conference of the European Network of Experimental and Representative Basins

- (ERB), Ghent (Belgium), 27-29 September 2000. IHP-VI Technical Documents in Hydrology 66. UNESCO, Paris 61-67.
- Morariu T. – Buta I. – Maier A. 1972. Județul Bistrița-Năsăud. Editura Academiei Române, București 155.
- Mureșianu M. 1997. Potențialul turistic din bazinul superior al Someșului Mare. Editura Focul Viu, Cluj-Napoca.
- Parajka J. 2001: Estimation of the average basin precipitation for mountain basins in the Western Tatra mountains. ERB 2000 Conference on Monitoring and modelling catchment water quantity and quality, Ghent, September 27-29, 2000. (CD-ROM)
- Reinhart K.G. 1958. Calibration of Five Small Forested Watersheds. Transactions of the American Geophysical Union 38, 933-936.
- Sherman L.K. 1932. Streamflow from rainfall by unit-graph method. Engineering News Record 108/14, 501-505.
- Sîrcu I. 1978. Munții Rodnei. Studiu morfogeografic. Editura Academiei Române, București 112.
- Stone J.J. – Nichols M.H. – Goodrich D.C. – Buono J. 2008. Long-term runoff database, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona, United States. Water Resources Research 44. 5. W05S05, doi:10.1029/2006WR005733.
- Strahler A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions of the American Geophysical Union 38/6, 913-920.
- Toebes C. – Ouryvaev V. (eds.) 1970. Representative and experimental basins. An international guide for research and practice. Studies and Reports in Hydrology 4. Unesco, Paris 348.
- Topor N. 1970. Cauzele unor ploi cu efecte catastrofale in R. P. R. Hidrotehnică 15/11, 584-592.
- Tsukamoto Y. 1975. Effect of forest litter on runoff cycle in a small experimental watershed. Proceedings of Symposium on the Hydrological Characteristics of River Basins and the effects of these characteristics of better water management, Tokyo, 1-8. December 1975. IAHS Publication 117, 487-495.
- Verstappen H.T. 1964. Elements de photogéologie et géomorphologie. ITC Publication, Delft 44.
- VITUKI 1975. Tájjellemző és kísérleti területek hidrológiai feltárása. Kutatási Jelentés, Budapest 31.
- VITUKI 1978. A kísérleti vízgyűjtőkön folyó tevékenység értékelése és jövőjének koncepciója. Témabeszámoló, Budapest 46.
- WMO 1974. Guide to hydrological practices. WMO-No. 168, World Meteorological Organization, Genf 735.

Jégjárásváltozás a Dráva alsó szakaszán 1876 óta

Takács Katalin

*Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
e-mail: takacs_kata@yahoo.com*

1. Bevezetés

A Kárpát-medence éghajlati adottságai miatt az itt található folyókon telente korábban rendszeresen megjelent a jég, hidegebb teleken a folyók beállása sem volt ritka jelenség, azonban a múlt század során változott a helyzet.

Nemcsak hazánkban, hanem az egész északi félgömb folyóiról is növekvő számban jelennek meg tudományos publikációk nemzetközi szakfolyóiratokban, melyek arról számolnak be, hogy az utóbbi évtizedekben a folyók jégjárása jelentősen megváltozott (Lemke–Ren et al. 2007, Prowse et al. 2007a, Jiang et al. 2008). Ez abban nyilvánul meg, hogy a beállás időpontja átlagosan későbbre, a felszakadás időpontja pedig egyre korábbra tolódik, így rövidül a jeges időszak a folyókon, továbbá csökken a jégtakaró vastagsága is. A mintegy 150 évre visszanyúló észlelések adatai alapján az állójég megjelenésének időpontja kb. 6 nappal későbbre, a felszakadás időpontja pedig kb. 6,5 nappal korábbra tolódik évszázadonként az északi félgömb vizsgált folyóin és tavain (Magnuson et al. 2000). Ezek a változások azonban regionálisan igen nagy különbségeket mutatnak, de követik a hőmérséklet ingadozásait, így jó indikátorai a klíma változásának, illetve változékonyságának (Prowse et al. 2007b).

Hazánkban is nagy múltja van a folyók jégjárás-kutatásának, Magyarországon főként a 18-19. században gyakori, pusztító jeges árvizek okainak kutatása miatt került előtérbe ez a téma (Déri 1989, Ihrig 1956, Károlyi 1963, 1982, Lászlóffy 1934). A későbbiekben a folyószabályozás eredményességét vizsgálták a jégviszonyok tanulmányozásával (Horváth 1969, 1973), majd a jégjelenségek előrejelzéséhez szolgáltatott adatokat (Keve 2002), azonban a legutolsó ilyen jellegű tanulmányok az 1970-es években készültek (Tóth 1973, Zorkóczy 1973, Kovács–Károlyi 1977). Napjainkban a jégviszonyok kutatása az éghajlatváltozással kapcsolatban vált fontossá (Kiss et al. 2006), mivel a hőmérséklet-emelkedés miatt bekövetkező jégjárás-változásnak további környezeti és hidrológiai hatásai vannak. Az utolsó elemzések óta eltelt 30 esztendő számottevően gyarapította az észlelések számát, ezért a folyóvízi jégre vonatkozó idősorok újraértékelése kiemelkedően aktuális. Ez a munka diplomamunka formájában már elkezdődött (Takács 2008), jelen tanulmányban a Drávára vonatkozó eredmények kerülnek összefoglalásra.

2. Módszerek és mintaterület

2.1. Jégmegfigyelési adatok

Több Dráva menti hidrológiai állomáson – pl. Zákány-Örtiloson, Barcsen, Eszéken – már a 19. század végén megkezdődött az észlelés. Ezek a jégmegfigyelési adatok 1900 és 1970 között a VITUKI egyik kiadványából (Stelczer 1974), 1876–1900 és 1970–2001 évekre vonatkozóan a Központi Hidrológiai Adattárból hozzáférhetők, az ennél frissebb adatok még feldolgozás alatt vannak. Az állomások adatai azonban az 1876–2001-es időszakra nem hiánytalanok. A zákányi vízmércét többször át kellett helyezni a feliszapolódás miatt, ezért az 1916–1937 közti adatok bizonytalanok, így ezeket nem tudtam bevonni a számításokba, végül ezt a vízmércét 1951-ben áthelyezték Örtilosba, de a rendszeres észlelés csak 1957-ben indult

meg. A barcsi állomáson a második világháború miatt hiányoznak mérési adatok az 1944–1945-ös időszakról. Drávaszabolcson pedig csak 1935-ben kezdődtek a jégmegfigyelések. Eszékről a 2 világháború közötti és a rendszerváltást követő időszakról (1991-től) nincsenek adatok (1. táblázat, 1. ábra).

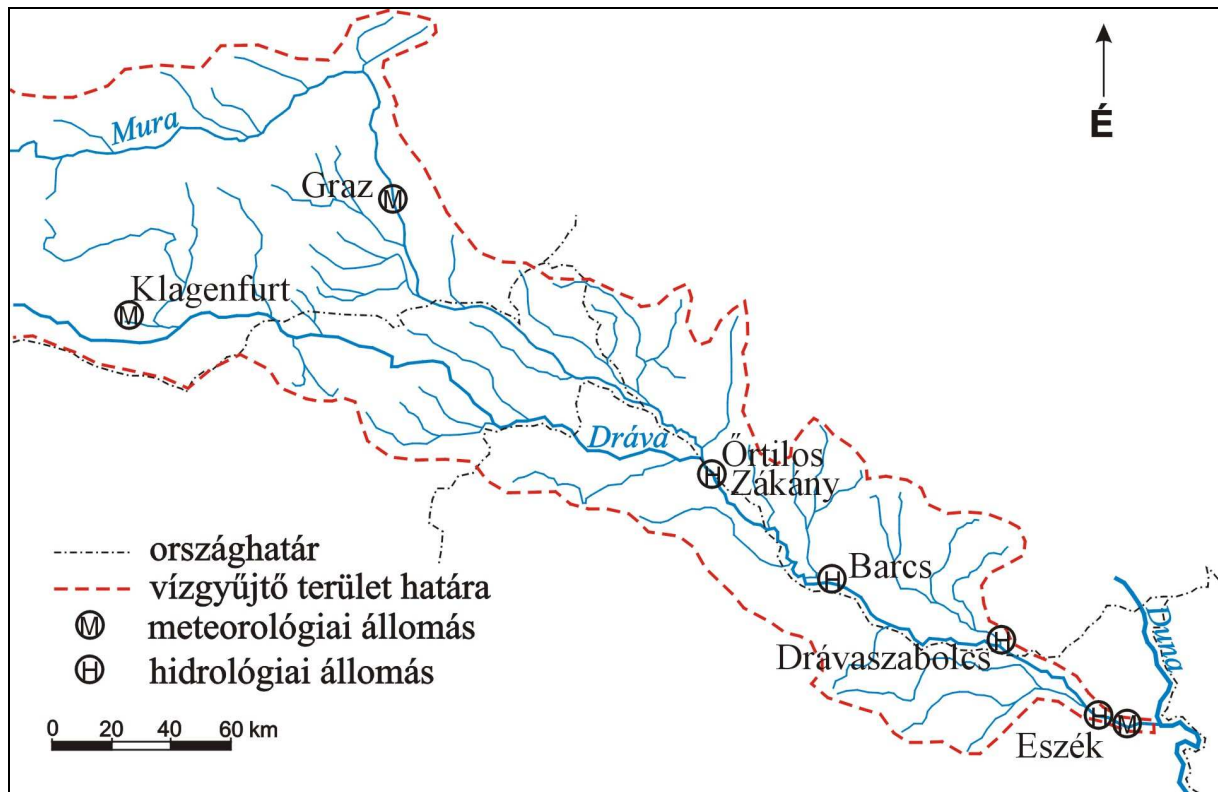
állomás			időszak	forrás
jégmegfigyelési adatok				
Zákány–Örtilos	napi		1887–1899	Központi Hidrológiai Adattár
			1900–1916	Stelczer K. 1974
			1937–1970	
			1971–2001	Központi Hidrológiai Adattár
Barcs	napi		1876–1899	Központi Hidrológiai Adattár
			1900–1970	Stelczer K. 1974
			1971–2001	Központi Hidrológiai Adattár
Drávaszabolcs	napi		1935–1970	Stelczer K. 1974
			1971–2001	Központi Hidrológiai Adattár
Eszék	napi		1876–1916	Központi Hidrológiai Adattár
			1946–1970	Stelczer K. 1974
			1971–1991	Központi Hidrológiai Adattár
levegőhőmérsékleti adatok				
Klagenfurt	havi	ellenőrzött	1847–1991	Oldenborgh, G. J. van et al. 2005
	havi	nem homogenizált	1992–2008	Oldenborgh, G. J. van et al. 2005
Graz	napi	ellenőrzött	1894–2008	Klein Tank, A. M. G. et al. 2002
	havi	ellenőrzött	1949–1991	Oldenborgh, G. J. van et al. 2005
			1894–1948	napi adatokból számított
			1992–2008	
Eszék	napi	ellenőrzött	1899–2008	Klein Tank, A. M. G. et al. 2002
	havi	ellenőrzött	1882–1955	Oldenborgh, G. J. van et al. 2005
			1956–2008	napi adatokból számított
vízhőmérsékleti adatok				
Zákány–Örtilos	napi		1958–1972, 1974–1977, 1988, 1991–1992, 1995–2009	http://www.vizadat.hu
Barcs	napi		1946–1975, 1988, 1990–2009	
Drávaszabolcs	napi		1946–1947, 1950–1951, 1959–1975, 1988, 1990–2009	
Eszék	napi		2003–2009	

1. táblázat. A felhasznált adatok és forrásaik.

2.2. Hőmérsékleti adatok

A Dráva vízgyűjtő területéről 3 meteorológiai állomás hosszú távú megfigyelési adatai érhetőek el a <http://climexp.knmi.nl> weblapról (Oldenborgh et al. 2005). Klagenfurtról ellenőrzött havi középhőmérséklet értékek 1847–1991 között állnak rendelkezésre, ennek kiegészítéseképpen 1813–1847 és 1991–2008 közötti, nem homogenizált adatok is elérhetők. A grazi észlelések alapján 1894–2008 ellenőrzött napi adatok hozzáférhetők. Eszékről pedig 1882 és 1955 között ellenőrzött, 1991-ig nem homogenizált havi adatsor elérhető, illetve napi középhőmérséklet-értékek is rendelkezésre állnak az 1899–2008-as időszakról (Klein Tank 2002) (1. táblázat).

Továbbá a <http://www.vizadat.hu> weboldalról vízhőmérsékleti adatok is elérhetők: Zákány-Örtilos 1958–2009, Barcs 1946–2009, Drávaszabolcs 1946–2009 és Eszék 2003–2009. Ezek az adatsorok sem hiánytalanok, 1976 és 1987 között szüneteltek a mérések (1. ábra, 1. táblázat).



1. ábra. A Dráva alsó szakaszának vízgyűjtő területe és a megfigyelési állomások elhelyezkedése

2.3. Módszerek

A jégmegfigyelések a jégjelenségek (zajló jég, állójég) megjelenési és eltűnési időpontjait rögzítik. A Dráva-vízgyűjtő éghajlati sajátosságai miatt ezek a jelenségek szakaszosan lépnek fel egy tél során. Így a jégmegjelenés időpontja az első zajló jeges napot, a beállás időpontja az első állójeges napot, a felszakadás időpontja az utolsó állójeges napot, a jégeltűnés időpontja pedig az utolsó zajló jeges napot jelenti. Az állójeges időszak hossza az állójeges napok számával jellemezhető, a jeges időszak hossza pedig a zajló és az állójeges napok összegével, vagyis az összes jeges nap számával fejezhető ki. Az említett adatok

időbeli változását statisztikai módszerek alkalmazásával, trend-vizsgálattal elemeztem, melynek helyességét szignifikancia-vizsgálattal ellenőriztem.

A jégjárás és a hőmérséklet kapcsolatát korreláció-elemzéssel tanulmányoztam. A hőmérsékleti viszonyok változásának vizsgálatánál a téli középhőmérsékletet, – mely a decemberi, januári és februári havi középhőmérsékletek átlaga – elemeztem.

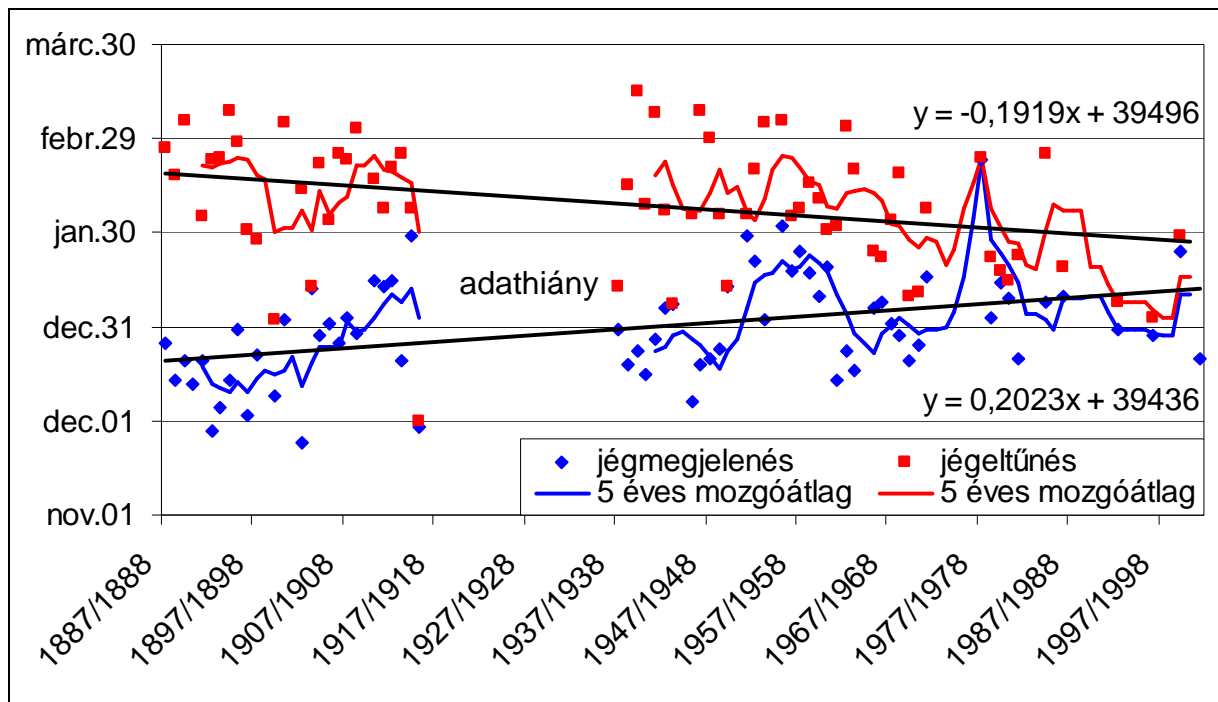
3. Eredmények

A Dráva alsó szakaszán, az eddigi észlelések szerint november 23. és március 19. között jelentkezhet jég, állójég megjelenésére azonban csak a december 10. és március 18. közötti időszakban számíthatunk. A jeges időszak hossza átlagosan 23 nap, melyből átlagosan az álló jeges időszak 12 napig tart.

3.1. Zákány-Örtilos

A Dráván Zákány-Örtilosnál átlagosan december 30-tól február 8-ig tart a jeges időszak, azonban 1902-ben előfordult, hogy a jégzajlás november 24-én kezdődött, továbbá 1940 tavaszán március 15-ig tartott. Állójég megjelenésére átlagosan január 10. és február 13. között számíthatunk, de 1945-ben észleltek már december 14-én is állójeget és 1940-ben előfordult, hogy csak március 13-án szakadt fel a jégtakaró a folyón. A jeges időszak hossza átlagosan 22 nap, az eddigi megfigyelések alapján maximálisan 84 napig (1939/40) is tarthat. Átlagosan 10 napra áll be a Dráva Zákány-Örtilosnál, az eddigi leghosszabb állójeges időszak 73 napig tartott az 1946/47-es télen.

A vizsgált időszak során a jégmegjelenés időpontja átlagosan 20 nappal későbbre, a jégeltűnés időpontja 19 nappal korábbra tolódott. Hasonló a helyzet a beállás és a felszakadás időpontjával kapcsolatban is, ezek a dátumok 2 nappal későbbre, illetve 19 nappal tolódtak korábbra átlagosan (2. ábra). Ezzel párhuzamosan az állójeges napok száma 100 éves átlagban 13 nappal csökken, a jeges időszak hossza pedig 33 nappal lett rövidebb.

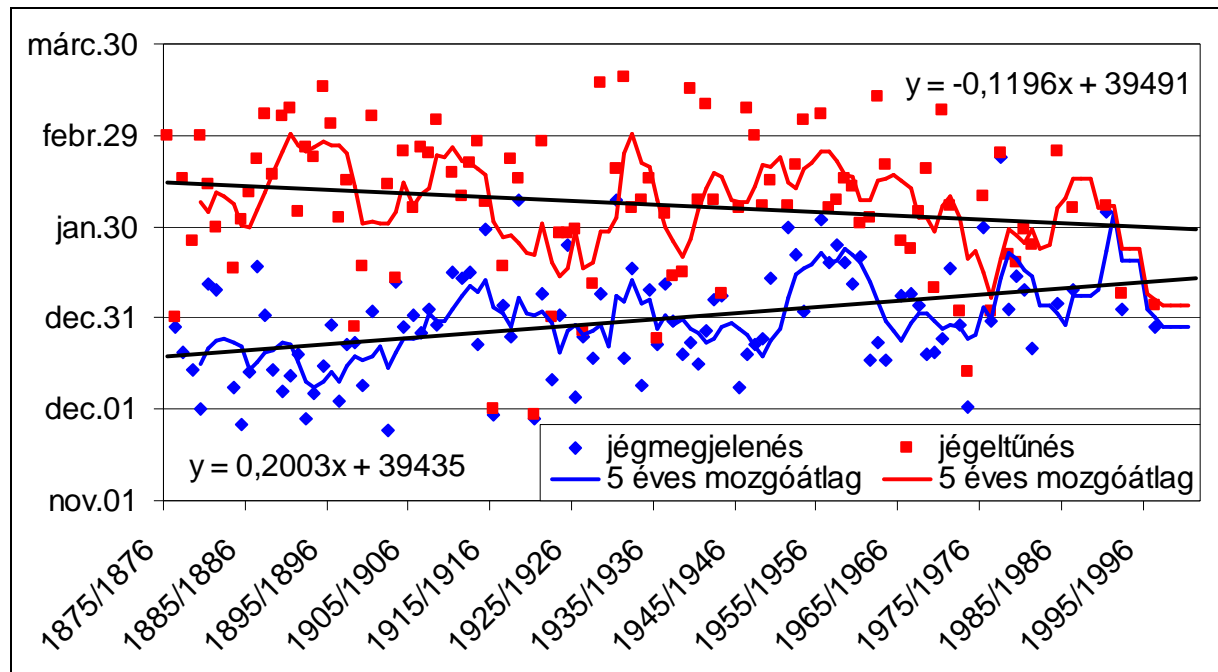


2. ábra. A jégmegjelenés és a jégeltűnés időpontjának változása a Dráván Zákány-Örtilosnál 1887–2001.

3.2. Barcs

Jégmegjelenésre a Dráván Barcsnál átlagosan december 29. és február 6. között lehet számítani, de 1902-ben észlelték már zajlást november 24-én is, továbbá 1932-ben csak március 19-én tűnt el a jég a folyóról. Átlagosan január 14-től február 8-ig tart az állójezes időszak, azonban 1879-ben december 10-én állt be a Dráva jege, a felszakadás időpontja pedig 1932-ben március 19-re esett. Átlagosan 23 napos a jeges időszak, maximálisan 91 napig (1879/80) tarthat. Az állójezes időszak átlagosan 11 napig tart, az eddigi legnagyobb értéket az 1946/47-es télen érte el, ekkor 76 napig tartott.

1876 és 2001 között átlagosan 20 nappal későbbre tolódott a jégmegjelenés időpontja, illetve 12 nappal korábbra tolódott a jégeltűnés dátuma. Ezzel párhuzamosan az állójég megjelenés dátuma átlagosan 4 nappal későbbre és az állójég felszakadás időpontja pedig átlagosan 11 nappal korábbra tolódott (3. ábra). A jeges és állójezes időszakok hossza is csökkent 26 illetve 13 nappal százéves átlagban.



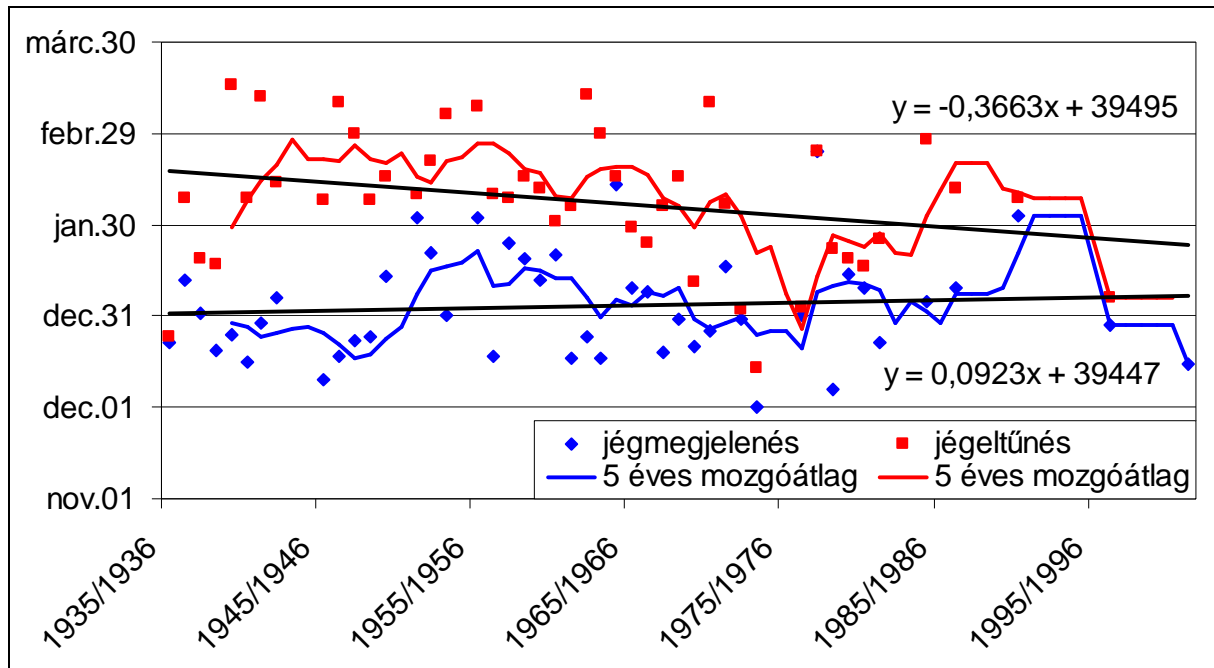
3. ábra. A jégmegjelenés és a jégeltűnés időpontjának változása a Dráván Barcsnál 1876–2001.

3.3. Drávaszabolcs

A Dráván Drávaszabolcsnál a jeges időszak átlagosan január 3-tól február 7-ig tart, azonban 1973-ban előfordult, hogy a jégzajlás december 1-én kezdődött, továbbá március 16-ig tartott 1940 tavaszán. Átlagosan az állójezes időszak január 7-től február 8-ig tart, azonban a Dráva jege 1945-ben december 12-én állt be, a felszakadás időpontja pedig 1940-ben március 16-ra esett. Drávaszabolcsnál a jeges időszak hossza átlagosan 19 nap, legtovább 1939/40-es télen tartott, ekkor 83 napos volt. Átlagosan 11 napra áll be a Dráva, a leghosszabb állójezes időszak szintén az 1939/40-es télen volt, ekkor 77 napig tartott.

A vizsgált időszak folyamán a jégmegjelenés időpontja átlagosan 9 nappal későbbre, a jégeltűnés dátuma pedig 37 nappal korábbra tolódott. Hasonlóan változott a beállás és a felszakadás időpontja is, ezek a dátumok 19 nappal későbbre, illetve 18 nappal korábbra tolódtak százéves átlagban (4. ábra). Ezzel párhuzamosan az állójezes napok száma 62 nappal

csökken 100 éves átlagban, a jeges időszak hossza pedig átlagosan 47 nappal lett rövidebb a vizsgált időszakban.

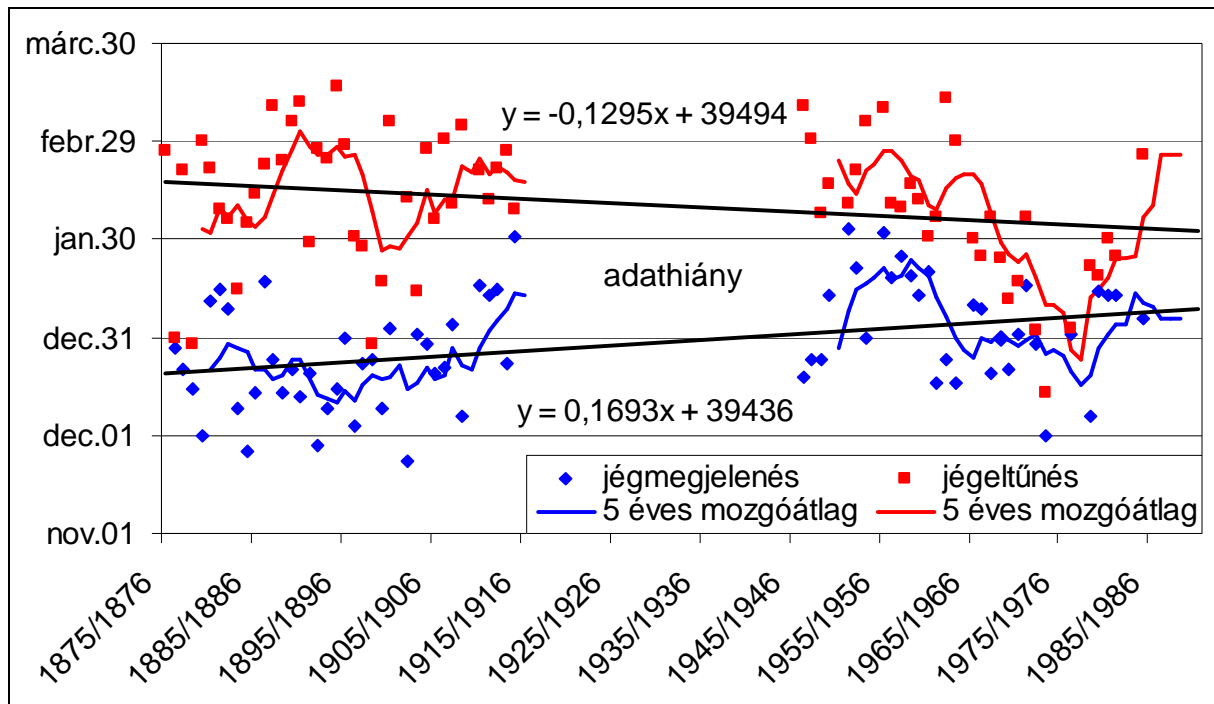


4. ábra. A jégmegjelenés és a jégeltűnés időpontjának változása a Dráván Drávaszabolcsnál 1935–2001.

3.4. Eszék

Jégmegjelenésre a Dráván Eszéknél átlagosan december 28. és február 9. között lehet számítani, beállásra pedig január 8. és február 14. között. Ezzel szemben 1902-ben már november 24-én megkezdődött a jégzajlás és 1895-ben csak március 17-én fejeződött be a zajlás a folyón. Észleltek már állójeget december 12-én is (1879-ben), továbbá 1895-ben március 15-ig borította állójég a Drávát. A jeges időszak hossza átlagosan 26 nap, maximálisan a 91 napot is eléri (1879/80). Az állójegetes időszak átlagosan 16 napig tart, eddig az 1890/91-es télen tartott a legtovább, akkor 86 napos volt.

1876 és 2002 között a jégmegjelenés időpontja százéves átlagban 17 nappal tolódott későbbre, a jégeltűnés dátuma pedig 13 nappal tolódott korábbra. Hasonlóan változott a beállás és a felszakadás időpontja is: 6 nappal tolódott későbbre, illetve 9 nappal tolódott korábbra százéves átlagban (5. ábra). A jeges napok száma átlagosan 29 nappal, az állójegetes napok száma pedig 23 nappal csökken százévenként.



5. ábra. A jégmegjelenés és a jégeltűnés időpontjának változása a Dráván Eszéknél 1876–2001.

4. Értékelés

A kimutatott hosszú távú trendek esetében a szignifikancia-vizsgálat egyöntetű eredményt hozott. A jégmegjelenés későbbre tolódásának trendjének szignifikanciája – Drávaszabolcs kivételével – közel 100%-os. A jégeltűnés szignifikanciája minden esetben meghaladja a 90%-os szintet. A beállás és a felszakadás eltolódásának szignifikancia szintje ennél jóval alacsonyabb, azonban az állomások idősoraiban tapasztalt nagy hasonlóság ennek ellenére is megerősíti és hangsúlyozza a jégjelenségekben észlelt változások észlelését. Az állójezes napok és a jeges időszak hosszának esetében a csökkenő trend szignifikanciája szintén közel 100%-os (2. táblázat).

	Zákány–Örtilos	Barcs	Drávaszabolcs	Eszék
jégmegjelenés	0,0006	0,0002	0,5668	0,0025
állójég megjelenés	0,8337	0,5601	0,3469	0,4755
állójég felszakadás	0,2918	0,2600	0,5774	0,3360
jégeltűnés	0,0128	0,0876	0,0799	0,0627
állójezes napok száma	0,0148	0,0040	0,0002	0,0004
összes jeges nap	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

2. táblázat. A szignifikancia-vizsgálat eredményei.

A Dráva alsó szakaszán a jégviszonyokban hasonló trendek figyelhetők meg, mint más észak-amerikai, skandináviai vagy ázsiai folyókon. Ezeket összehasonlítva a Dráván tapasztaltakkal megállapítható, hogy a beállás időpontja hasonlóan változik, azonban felszakadás dátuma lényegesen gyorsabban változik a Dráván, mint a többi vizsgált vízfolyáson. A Sárga-folyón azonban még ennél is gyorsabb az időpontok eltolódása, az elmúlt 30 évben nagyobb mértékű változás történt, mint a Dráván százéves átlagban (3. táblázat).

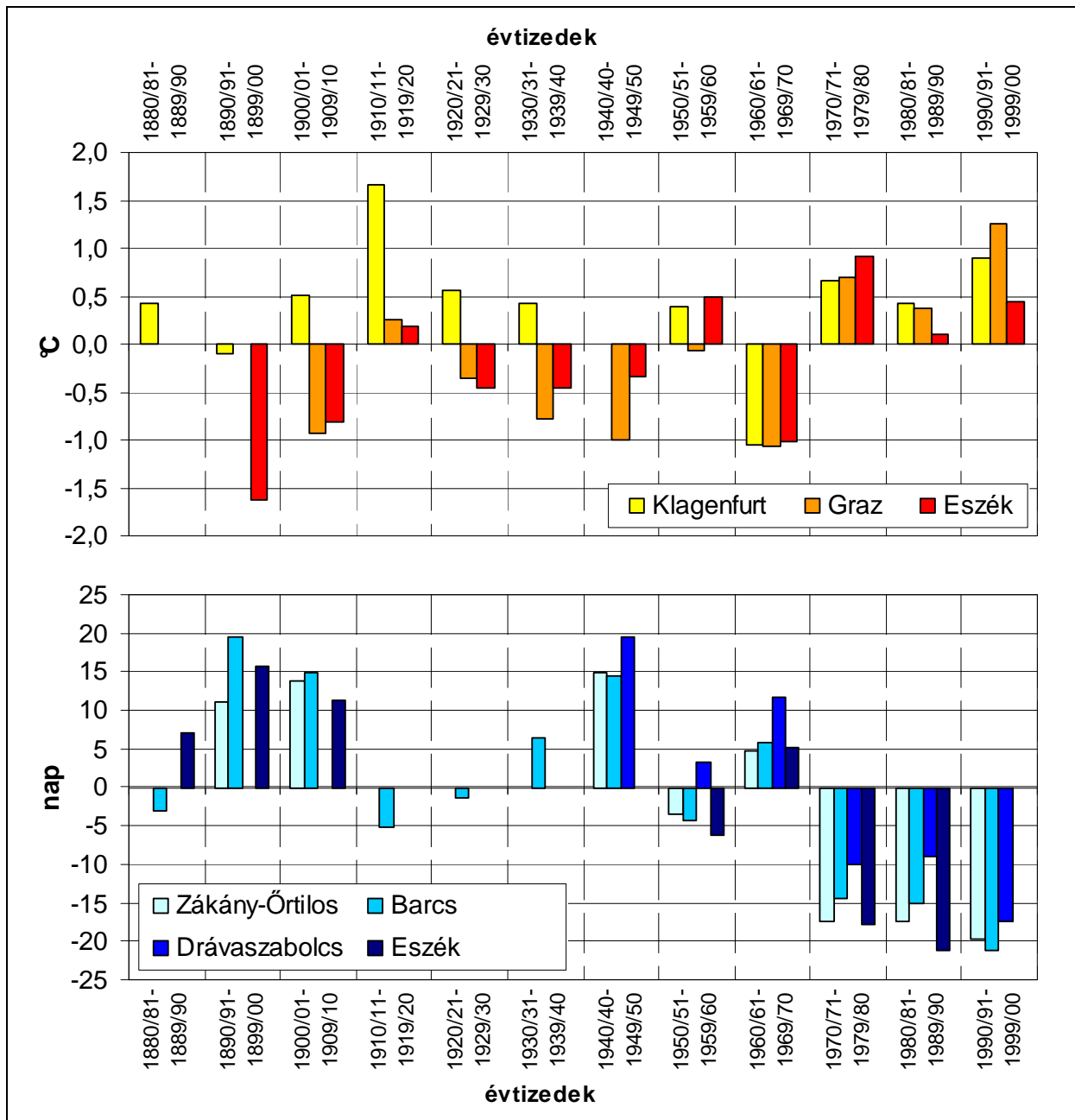
Folyó	az állójég megjelenésének későbbre tolódása (nap/100 év)	az állójég felszakadásának korábbra tolódása (nap/100 év)	az állójeges napok számának csökkenése (nap/100 év)
MacKenzie	6,1	n. a.	n. a.
Vörös-folyó	13,2	10,6	n. a.
Miramichi	n. a.	7,3	n. a.
Tornionjoki	n. a.	6,6	n. a.
Angara	8,5	2,1	n. a.
Sárga-folyó*	11,6*	15,6*	25*
Dráva	7,9	14,0	24

3. táblázat. A jégviszonyok változása az északi félgömb néhány folyóján. (* = 33 éves átlag)
 Adatforrás: Magnuson, J. J. et al. 2000, Jiang, Y. et al. 2008.

A Dráva alsó szakaszán, a vizsgált időszakban, az adatok elemzése és a folyószabályozás eseményeit áttekintve nagyobb beavatkozások nem történtek, mivel a munkálatok jelentős része még a 19. század végére elkészült. Tehát lényeges antropogén zavaró tényezőt (Takács et al. 2008), mely a Dráva természetes tényezők hatására kialakuló jégjárását befolyásolná, nem ismertem fel (Takács 2008), így a jégviszonyok változásának oka a hőmérséklet-emelkedésben keresendő.

A Dráva vízgyűjtőjének hőmérsékleti viszonyai a klagenfurti, a grazi és az eszéki meteorológiai állomások adatai alapján jellemezhető. Ezek a meteorológiai állomások ugyan távolabb esnek a hidrológiai megfigyelő állomásoktól, de a Dráván mért vízhőmérsékletek a napi középhőmérsékletekkel szoros kapcsolatot mutatnak. A korrelációs együttható értéke mindhárom állomás esetében 0,92. Továbbá a keresztkorrelációs vizsgálat arra is rámutatott, hogy a vízhőmérséklet 2 napos késéssel követi Eszék, illetve 3 napos késéssel Graz léghőmérsékletének alakulását.

Klagenfurtban a téli középhőmérséklet 0,7 °C-kal emelkedik százéves átlagban. A jeges időszak havi középhőmérsékletei közül pedig márciusban a leggyorsabb a növekedés, átlagosan 1,3 °C százévente. Grazban a hőmérséklet-emelkedés mértéke százéves átlagban 1,9 °C. A melegedés februárban a leggyorsabb, a havi középhőmérséklet átlagosan 2,5 °C-kal emelkedik százévente. Eszéken átlagosan 1,7 °C-kal növekszik a téli középhőmérséklet százéves átlagban. Legnagyobb növekedés januárban és februárban figyelhető meg, 2,1 °C, illetve 1,9 °C százéves átlagban. Ez az oka annak, hogy mindegyik hidrológiai állomás esetében az állójég felszakadása változik gyorsabban, hiszen ezek a dátumok esnek általában februárra, márciusra.



6. ábra. Téli középhőmérsékleti anomália az 1961–1990-es átlaghoz képest és a jeges napok számának eltérése az 1875–2000-es átlagtól.

A téli középhőmérséklet emelkedése azonban nem volt egyenletes a vizsgált időszak során, voltak az átlagosnál hidegebb és melegebb évtizedek. A 19. század vége az átlagosnál hidegebb időjárású volt, mely folytatódott a 20. század elején is, utána átlagos vagy melegebb évtizedek következtek. Hasonló módon változott a jeges időszak hossza is, a század elején az átlagosnál jóval hosszabb ideig tartott a jeges időszak. A következő évtizedekben az összes jeges nap száma átlagos volt, vagy annál kevesebb. 1940 és 1970 között újabb hűvösebb időszak következett, csak az 50-es években történt egy kis enyhülés, ezzel párhuzamosan a jeges időszak hossza is megnövekedett. Az 1970-es évek óta azonban folyamatos a hőmérséklet-emelkedés, az átlagosnál egyre melegebb évtizedek következtek, a jeges időszak hossza pedig drasztikusan lecsökkent. (6. ábra.)

5. Összegzés

A jégmegfigyelések a Dráva vízgyűjtőterületén hosszú távra tekintenek vissza. 4 hidrológiai megfigyelő állomás – Zákány-Órtilos, Barcs, Drávaszabolcs és Eszék – adatai alapján kimutatható, hogy a vizsgált időszak során a Dráva alsó szakaszának jégjárása megváltozott és szignifikáns trend figyelhető meg. 100 éves átlagban a folyó beállásának időpontja 8 nappal későbbre, a felszakadás időpontja pedig 14 nappal korábbra tolódott. Hasonló trendet mutat a jégmegjelenés és a jégeltűnés időpontja is, ezek átlagosan 17 nappal későbbre és 18 nappal korábbra tolódtak a múlt század során. Ezek következtében a jeges és állójege napok száma is csökken a Dráván, száz éves átlagban 38, illetve 24 nappal.

A Dráva vízgyűjtőjén 3 meteorológiai állomás – Klagenfurt, Graz és Eszék – észlelési adatai alapján igazolható, hogy a téli középhőmérsékletek alakulásában is növekvő trend mutatkozik. Ennek mértéke átlagosan 0,7–1,9 °C százévente.

Bizonyítást nyert, hogy a jégjárás változásának mértéke összhangban van a téli középhőmérsékleti viszonyokkal.

6. Irodalomjegyzék

- Déri J. 1989: A Duna jeges árvizei évezredünkben. Hidrológiai Közlöny 69/3, 151–158.
- Horváth S. 1969: A folyószabályozás és a jégjelenségek kapcsolata. In: Bogárdi I. (szerk.): Korszerű folyószabályozás. OVH, Budapest 71–80.
- Horváth S. 1973: A folyószabályozások hatása a folyók jégjárására. In: Kovács D. (szerk.): A jégveszély elleni védekezés, Vízügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató. VIZDOK, Budapest 127–146.
- Ihrig D. 1956: Az 1956. évi dunai jeges árvíz Magyarországon. Vízügyi Közlemények 38/4, 389–424.
- Jiang, Y. – Dong, W. – Yang, S. – Ma, J. 2008: Long-term changes in ice phenology of the Yellow River in the past decades. Journal of Climate 21, 4879–4886.
- Károlyi Z. 1963: A Duna 1962–63. évi jégviszonyai. Vízügyi Közlemények 45/3, 287–300.
- Károlyi Z. 1982: A Baja alatti Duna-szakasz jégviszonyai 1982 telén. Vízügyi Közlemények 65/3, 465–468.
- Keve G. 2002: A jégmegfigyelés korszerűsítési lehetőségei. Vízügyi Közlemények 84/3, 358–378.
- Kiss A. – Sümeghy Z. – Danku Gy. 2006: 1783-1784. évi szélsőséges tél és a Maros jeges árvize. In: Kiss A. – Mezösi G. – Sümeghy Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. SZTE, Szeged 353-362.
- Klein Tank, A. M. G. – Wijngaard, J. B. – Können, G. P. – Böhm, R. – Demarée, G. – Gocheva, A. – Miletta, M. – Pashiardis, S. – Hejkrlik, L. – Kern-Hansen, C. – Heino, R. – Bessemoulin, P. – Müller-Westermeier, G. – Tzanakou, M. – Szalai, S. – Pálsdóttir, T. – Fitzgerald, D. – Rubin, S. – Capaldo, M. – Maugeri, M. – Leitass, A. – Bukantis, A. – Aberfeld, R. – Engelen, A. F. V. van – Forland, E. – Mielus, M. – Coelho, F. – Mares, C. – Razuvaev, V. – Nieplova, E. – Cegnar, T. – Antonio López, J. – Dahlström, B. – Moberg, A. – Kirchhofer, W. – Ceylan, A. – Pachaliuk, O. – Alexander, L. V. – Petrovic, P. 2002: Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. International Journal of Climatology 22, 1441-1453.
- Kovács D. – Károlyi Z. 1977: A Magyar-Jugoszláv közös érdekeltégű Duna-szakasz jégjárásváltozásának vizsgálata. Vízügyi Közlemények 59/3, 373–391.
- Lászlóffy W. 1934: A folyók jégviszonyai, különös tekintettel a magyar Dunára. Vízügyi Közlemények 16/3, 369–435.
- Lemke, P. – Ren, J. – Alley, R. B. – Allison, I. – Carrasco, J. – Flato, G. – Fujii, Y. – Kaser, G. – Mote, P. – Thomas, R. H. – Zhang, T. 2007: Observations: Changes in snow, ice and frozen ground. In: Climate Change Synthesis Report. IPCC 337–383.
- Magnuson, J. J. – Robertson, D. M. – Benson, B. J. – Wynne, R. H. – Livingstone, D. M. – Arai, T. – Assel, R. A. – Barry, R. G. – Card, V. – Kuusisto, E. – Granin, N. G. – Prowse, T. D. – Stewart, K. M. – Vuglinski, V. S. 2000: Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. Science 289, 1743–1746.
- Oldenborgh, G. J. van – Balmaseda M. A. – Ferranti, L. – Stockdale, T. N. – Anderson, D. L. T. 2004: Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15 year period. Journal of Climate, 2005, 18, 16, 3250-3269.
- Prowse, T. D. – Bonsal, B. R. – Duguay, C. R. – Lacroix, M. P. 2007a: River-ice break-up/freezing-up: a review of climatic drivers, historical trends and future. Annals of Glaciology 46, 443-451.

- Prowse, T. D. – Bonsal, B. R. – Duguay, C. R. – Hessen, D. O. – Vuglinsky, V. S. 2007b: River and Lake Ice. In: Global Outlook for Ice and Snow. UNEP 201–213.
- Stelczer K. (szerk.) 1974: Adatgyűjtemény folyóink jégviszonyairól. VIZDOK, Budapest 60-66.
- Takács K. 2008: Jégképződés összehasonlító vizsgálata a Duna vízrendszerében. Diplomamunka, ELTE, kézirat, 66.
- Takács K. – Nagy B. – Kern Z. 2008: Anthropogenic effects on river ice regime – river regulation, reservoir and water pollution. 1st International Geographical Scientific Colloquium Mostar–Budapest–Zagreb, Book of abstracts, 45–46.
- Tóth L. 1973: A Dráva jégviszonyai. In: Kovács D. (szerk.): A jégveszély elleni védekezés, Vízügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató. VIZDOK, Budapest 119–125.
- Zorkóczy Z. 1973: A Rába jégviszonyai. In: Kovács D. (szerk.): A jégveszély elleni védekezés, Vízügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató. VIZDOK, Budapest 85–91.

A Szabadkígyósi puszta szikes talajainak időbeli változása

Barna Gyöngyi

Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

6722 Szeged, Egyetem u. 2.

E-mail: bgyongyi@earth.geo.u-szeged.hu

Bevezetés

Az utóbbi pár évszázadban tájaink gyökeres változásokon mentek keresztül, de nemcsak természetes, hanem antropogén okok miatt is. Az elmúlt néhány évtizedben a klímaváltozás felgyorsította ezen folyamatokat. Az éghajlatváltozás a vízforgalomban rövid és hosszú időtartamú változásokat indít el. Rövid időtartamú lehet egy aszályos év, egy belvizezítés, egy-egy árvíz, míg a hosszú távon érzékelhető változások közül a talajvízszint tartós csökkenése említendő meg egyes területeken (Rakonczai, 2006), ami több kapcsolatrendszeren keresztül is érvényesíti hatásait. Egyrészt a mélyebbre kerülő talajvízszint mind nehezebben érhető el és hasznosítható a növényzet számára, ami a biomassza csökkenését eredményezi (Kovács, 2005), másrészt azonban a talajvíz változása módosítja a talajok vertikális víz- és sómozgását, ami akár a talajok genetikai típusának átalakulásával is együtt járhat. Ha a talajvízszint-változás tartós, akkor annak következményeit a talajok és a természetes vegetáció átalakulásában is tapasztalhatjuk, ami akár a globális változások egyik bizonyítéka is lehet (Ladányi, 2008).

Jól nyomon követhetők ezek a változások a Szabadkígyósi pusztán, ahonnan az 1970-es évekből már részletes vizsgálati eredményekkel rendelkezünk (Rakonczai, 1986a). Akkor a vizsgált terület erősen szikes, vakszik-foltokban gazdag volt, 2005-re azonban szemmel is jól láthatóan átalakult a táj arculata. Számunkra nemcsak a változások kimutatása a fontos, hanem a kiváltásukért felelős hatótényezők bonyolult kapcsolatrendszerének feltárása is.

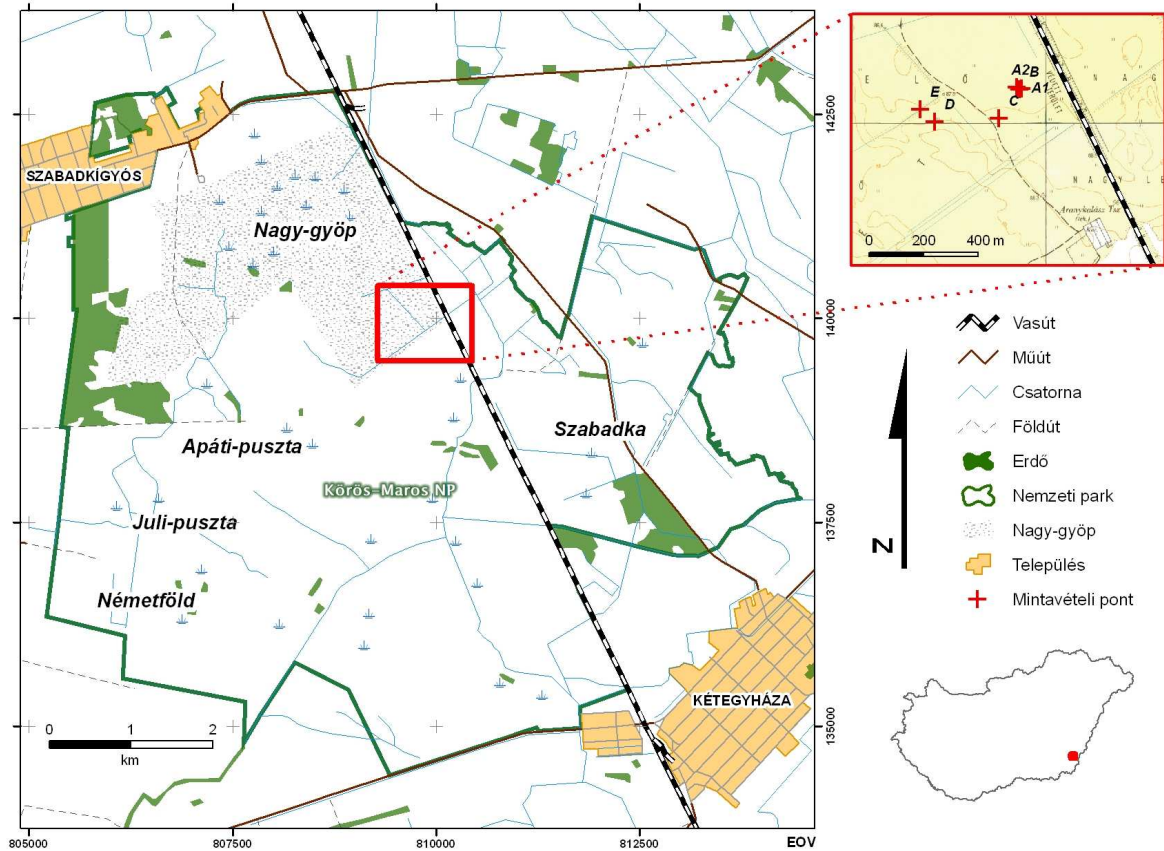
Módszerek és mintaterület

Mintaterületünk, a Kígyósi puszta a Békési-sík és a Békés—Csanádi löszhát határán fekszik, az Ős-Maros egyik hordalékkúpján, Szabadkígyós és Kétegyháza között. Az 1977 óta védett puszta a Körös-Maros Nemzeti Park része, területe a bővítéseknek köszönhetően mára 4779 ha, melyből 730 ha fokozottan védett. Kiemelt madárvédelmi területként Natura 2000-es védelem alá is tartozik. Néhány itt fészkelő, illetve átvonuló madárfaj: barna rétihéja (*Circus aeruginosus*), bölömbika (*Botaurus stellaris*), daru (*Grus grus*), kék vércse (*Falco vespertinus*); védett növényfajok az erdélyi útifű (*Plantago schwarzenbergiana*) és a pettyegetett őszirózsa (*Aster sedifolius*).

Korábban úgy gondolták (Dövényi et al, 1977), hogy a XIX. sz. második felében zajlott folyószabályozások következtében kialakult másodlagosan elszikesedett terület (a lecsapolásokkal, az árvizek megszűnésével kezdődött meg a talaj fokozatos kiszáradása, majd elszikesedése). A helyenként megtalálható határozott szikpadkás mintázat, valamint az ürmös gyepek gyakorisága ellenben bizonyítják ősi szikes puszta jellegét (Molnár, 2007).

A környéken a bronzkortól kezdődően megtalálhatóak az emberi település nyomai: kunhalmok, feltártak Hadriánus és Antonius Pius idejéből származó pénzérméket, avar leleteket, honfoglalás kori sírhelyeket is. A török hódoltság után elnéptelenedett vidéket előbb a Harruckenek, majd Wenckheimék birtokolták; az ő nevükhöz fűződik a szabadkígyósi kastély megépítése és körülötte a park kialakítása is (Járolt, 2001). Az évszázadok óta folytatott - főként juh - legeltetés az 1970-es években megszűnt, néhány éve viszont szürke

marhákat tenyésztene a területen. Az elhagyott folyóhátakon folytatott szántóföldi művelést szintén abbahagyták. A puszta mélyebb északi részén belvíztározót alakítottak ki az 1980-as évek során.



1. ábra: A mintaterület elhelyezkedése és a mintavételi pontok helyzete

A puszta védettségét előkészítő munkálatok során átfogó botanikai, talajtani és geomorfológiai vizsgálatokat végeztek a vidékre jellemző egyik szikpadkás tájrészleten, a Nagy-gyöpön (Rakonczai, 1986b). Először 2005-ben, 2008-ban pedig két alkalommal is (áprilisban és szeptemberben) végeztük el ugyanezeket a vizsgálatokat. A botanikusok (Kovács és Molnár, 1986), egy-egy növénytársulás alapján jelöltek ki kvadrátokat (A-E), és a körülöttük egykor létesített kerítés maradványai alapján tudtuk pontosan azonosítani 2005 őszén az 1979-es mintavételi helyeket. Azt tapasztaltuk 2005-ben az A szelvénynél, hogy az egykor egységes növényzetnél két eltérő rész különböztethető meg, ezért onnan két pontból is (A₁ és A₂) vettünk mintákat. Kisebb gondot jelent az összehasonlításnál, hogy korábról csak a talaj felső 30 cm-es rétegéből áll rendelkezésünkre adat (mivel a talaj és a növényzet kapcsolatát vizsgálták). Ezt kiküszöbölve és, hogy nyomon követhessük az egyes talajtulajdonságok mélységgel való változását, talajvízszintig történik már a mintavételezés, mely kvadrátonként és évszakonként igen eltérő (85-185 cm).

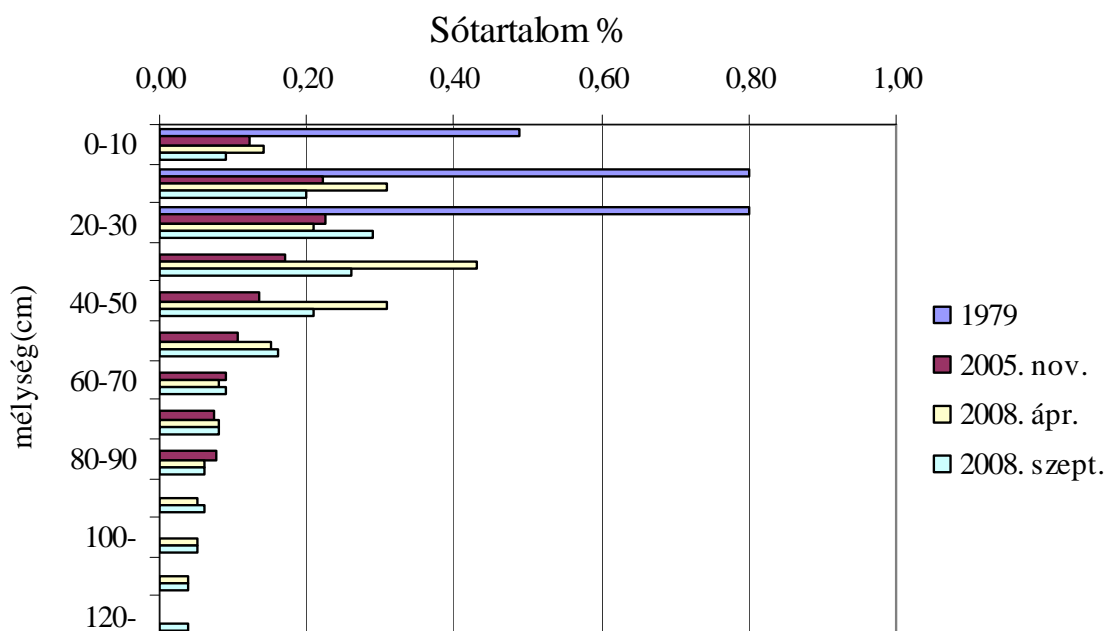
A területen három fő talajtípust különböztethetünk meg, ezek a szikes, a réti és a csernozjom, azaz a teljes hidromorf sor megtalálható. Az altípusok a következők: sztyeppesedő réti szolonyec, réti szolonyec, szolonyeces réti talaj, típusos réti talaj, lápos réti talaj, réti csernozjom, mélyben sós csernozjom (Rakonczai, 1986a). A₁-es kvadrát erősen humuszos szoloncsák-szolonyeces száraz szikes volt, szolonyeces réti talaj alakult ki rajta; az A₂-nél réti szolonyec található. A B padkatetön helyezkedik el, enyhén szikes, réti szolonyec volt. Padkatetön van a C pont is, ahol szoloncsák-szolonyec volt, a növényzet is főként sótűrő

fajokból állt. A D kvadrát a peremhez közel, de még padkatetön van, erősen szoloncsákos szoloncsák-szolonyec talajjal rendelkezik. Az E szelvény pedig erősen szolonyeces réti talajú padkafenéki terület.

A vizsgált talajparaméterek a következők: sótartalom, pH(vizes), karbonát-tartalom, fenoltalein lúgosság (MSz-08-0206/2-1978), szervesanyag tartalom (MSz-08-0215/1978), kötöttség (MSz-21470-51-83), Na^+ -, K^+ -, Ca^{2+} - és Mg^{2+} -tartalom; (az anionok: Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , mérése még nem fejeződött be). A kationok méréséhez ammónium-laktátos kioldást alkalmaztunk, a nátriumot, káliumot és a kalciumot lángfotometriásan, a magnéziumot pedig atomabszorpciós spektrofotométer segítségével határoztuk meg. A talajvíz pH, sótartalom mérése, a Cl^- és a SO_4^{2-} meghatározása történt meg eddig (a többi anion és a kationok mérése folyamatban van). Ezek mellett a növényzet fajösszetételét és borítását tanulmányoztuk. Jelen cikkben néhány talajtani eredményre térek ki.

Eredmények és következtetések

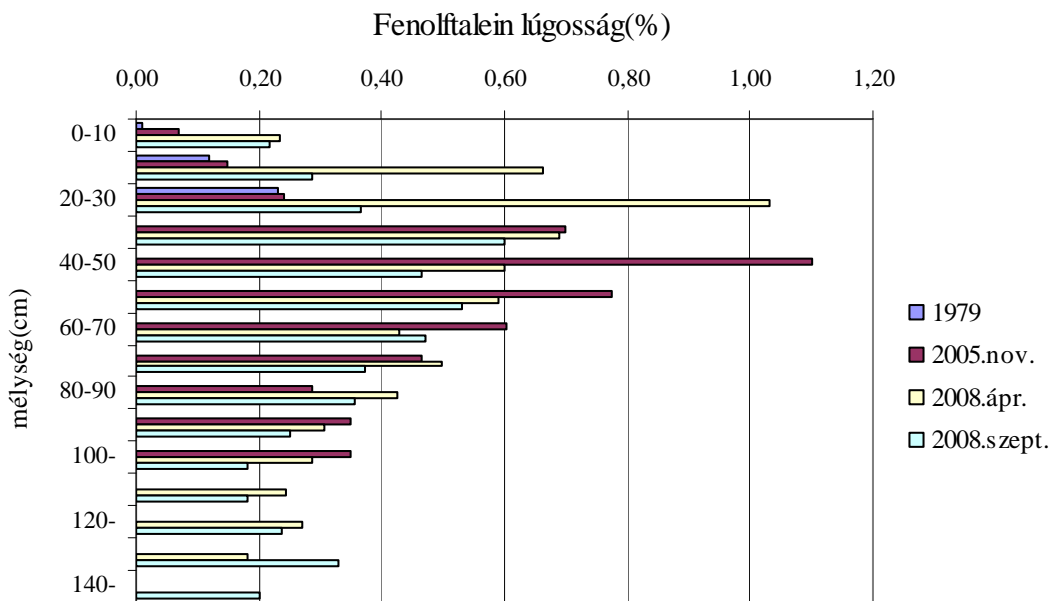
A legmarkánsabb változást a talajok sótartalmában tapasztaltunk. Mindenhol jelentős mértékben lecsökkent, van olyan szelvény, amely már nem, vagy csak gyengén sós. A D kvadrátnál figyelhető meg a legnagyobb csökkenés (2. ábra). A sófelhalmozódás maximuma jelenleg 20-30 cm-es mélységben található.



2. ábra: A sótartalom változása a D kvadrátnál

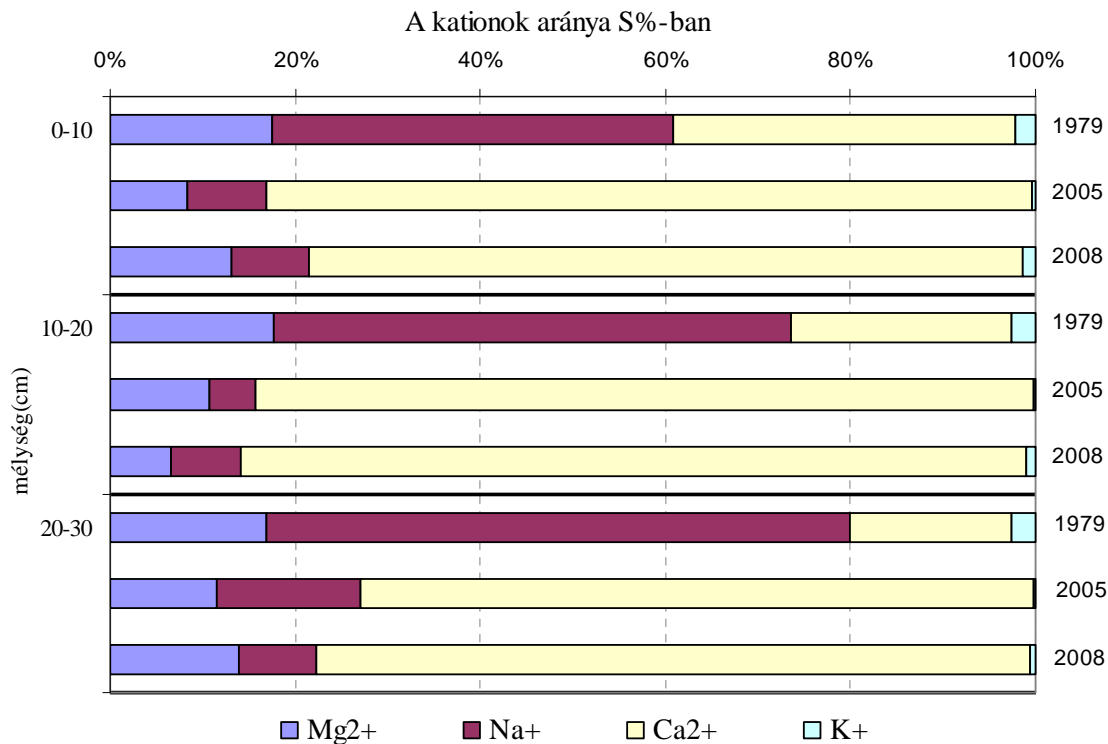
A minták szódatartalma (Na_2CO_3) nagy évszakos változékonyságot mutat (3. ábra), dúsulása jelenleg 30 cm-en található. Szoloncsák talajok esetén a vízben oldható sók nagy része szóda. A sziksó mennyisége nagyon jól korrelál a pH-val ($R^2=0,85$), lúgosan hidrolizáló só lévén.

A karbonát-tartalom kvadrátonként, néha kvadráton belül is igen eltérő módon alakult: csökkenés tapasztalható például az A1-es pontnál, a C-nél 70 cm-ig kismértékű csökkenés mérhető, majd növekedés, míg az E-nél enyhe emelkedés figyelhető meg. Átlagos értéke 15-20%, így közepesen meszes, a felhalmozódási szintek 70-90 cm-en találhatók.



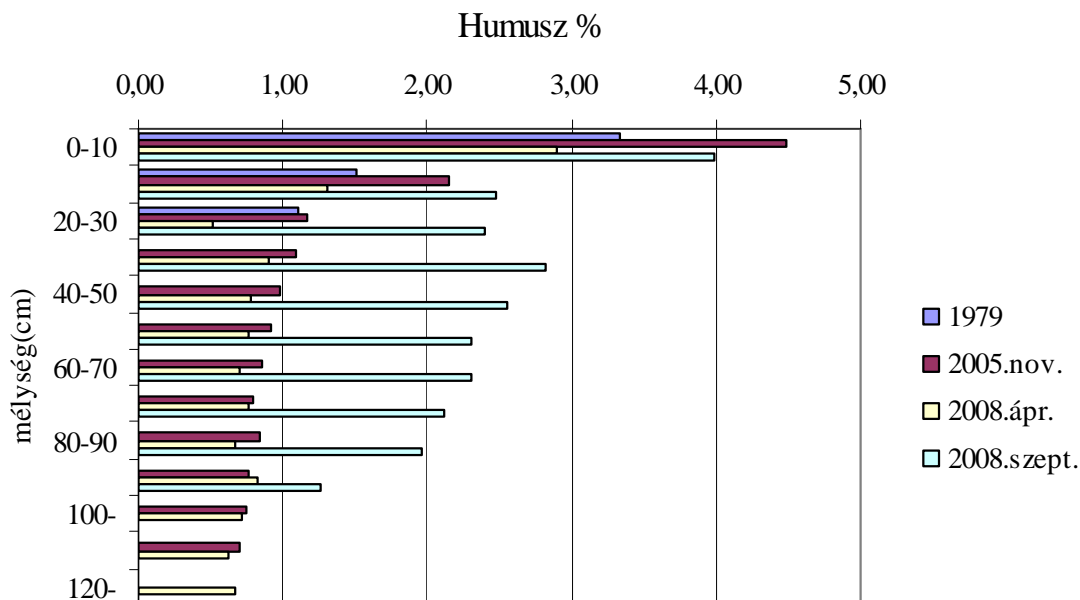
3. ábra: A szódatartalom alakulása a C mintavételi pontnál

A legnagyobb változás a Na^+ és a Ca^{2+} mennyiségi arányában történt. Az ionokat a kicserélhető kationok, az S-érték százalékában fejezzük ki, mert ezekből az értékekből jól leolvasható, hogy az egymáshoz viszonyított arányuk hogyan változott meg a talajban. A nátrium mennyisége nagymértékben lecsökkent, helyét a kalcium vette át (4. ábra) (a 2008-as értékek szeptemberiek). A másik két kation, a K^+ és a Mg^{2+} együttesen érik el az S érték 10 %-át, mennyiségük kis mértékben csökkent.



4. ábra: A kationok aránya az E kvadrátnál

A talajok humusztartalma megemelkedett az összes mintavételi pontnál (5. ábra), bár nem mindenhol ugyanakkora mértékben. Ez a sótartalom csökkenésének és a Ca-tartalom növekedésének eredménye.



5. ábra: A humusztartalom változása a B kvadrátnál

E folyamatok mögött legnagyobb valószínűséggel a kilúgozódás áll, emiatt csökkent az össz-só tartalom és a nátrium mennyisége, a sztyeppesedés következtében nőtt a kalcium- és a humusztartalom. A kalcium igen kedvezően hat/hatott a talaj szerkezetére, vízgazdálkodására és a tápanyag-szolgáltató képességére. Ennek köszönhetően telepedtek meg a kevésbé és a nem sőtűrő növények, illetve növekedett a vegetáció összborítása is (Margóczi et al, 2008). A karbonát-tartalom változását nehezebb értelmezni a kvadrátonkénti eltérő alakulása miatt. Ahol emelkedés tapasztalható, ott feltehetőleg a vízborítás az oka. A pH értékei kismértékben változtak, évszakonkénti eltérés figyelhető meg. (Tervezünk egy olyan kutatást is, ahol a paraméterek éven belüli változását vizsgáljuk.)

Összegzés

Kutatásaink alapján elmondható, hogy igen összetett folyamatok zajlottak és zajlanak a mai napig is a pusztán. A legjelentősebb változás a sótartalom nagymértékű csökkenése a kilúgozás miatt, valamint a nátrium és a kalcium arányának felcserélődése. Megtalálhatóak a sztyeppesedés és a rétisedés jelei is: az 1970-es évek szárazabb időszakában a sztyeppesedési folyamatok voltak uralkodóak; majd az utóbbi évek vízviisszatartása és esetleges csapadékosabb éghajlata a rétisedés felé tolta el a talajtulajdonságokat. Az uralkodó talajtípus jelenleg a réti szolonyec.

Mind a talajtulajdonságokban, mind a vegetációban bekövetkezett változások egyértelműen bizonyítják a terület szikességének csökkenését. Lehetséges, hogy e két jelenség két különböző, de egymással összefüggő hatás következménye. Lehetséges, hogy a globális klímaváltozás eredménye, mely hosszú távon befolyásolja a talajvízszintet. Egyelőre nem minden ok tisztázott, ezek további kutatást igényelnek.

Irodalomjegyzék

- Barna Gy. (2008): Talaj- és vegetációváltozások egy dél-alföldi mintaterületen. In: Orosz Z. – Szabó V. – Molnár G. – Fazekas I. (szerk.) IV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia II. kötet, Debrecen, 316-320.
- Dövényi Z. - Mosolygó L. - Rakonczai J. - Tóth J.(1977): Természeti és antropogén folyamatok földrajzi vizsgálata a kigyósi puszta területén. In: Réthy Zs. (szerk.): Békés megyei Természetvédelmi Évkönyv, 2. Békéscsaba, 43-72.
- Járolai J. (2001): Szabadkígyós – Újkígyós, Erdmann Gy. (szerk) Száz magyar falu könyvesháza Kht. Budapest
- Kovács A. – Molnár Z. (1986): A Szabadkígyósi Tájvédelmi Körzet fontosabb növénytársulásai. In: Réthy Zs. (szerk.): Békés megyei Környezet- és Természetvédelmi Évkönyv, 6. Békéscsaba, 165-199.
- Kovács, F. (2005): The investigation of regional variations in biomass production for the area of the Danube-Tisza interfluvium using satellite analysis. Acta Geographica. SZTE. Szeged. 118-126.
- Ladányi Zs. (2008): Kritikus helyzetben lévő kistájunk, az Illancs, In: Galbács Z. (szerk.) The 15 th Symposium on Analytical and Environmental Problems, Szeged, 405-408.
- Margóczi K. – Rakonczai J. – Barna Gy. – Majláth I.(2008): Szikes növénytársulások összetételének és talajának hosszú távú változása a Szabadkígyósi pusztán. Criscium, a Körös-Maros Nemzeti Park Igazgatóság időszaki kiadványa, Szarvas
- Molnár Zs. (2007): Történeti tájökológiai kutatások az Alföldön. PhD értekezés, Pécs.
- Rakonczai J. (1986a): A Szabadkígyósi puszta földtani viszonyai és geomorfológiája. In: Réthy Zs. (szerk.): Békés megyei Környezet- és Természetvédelmi Évkönyv, 6. Békéscsaba, 7-17.
- Rakonczai J. (1986b): A Szabadkígyósi Tájvédelmi Körzet talajviszonyai. In: Réthy Zs. (szerk.): Békés megyei Környezet- és Természetvédelmi Évkönyv, 6. Békéscsaba, 19-41.
- Rakonczai J. 2006: Klímaváltozás – aridifikáció – változó tájak. In: Kiss-Mezősi-Sümeghy (szerk.): Táj, környezet, társadalom. SZTE Szeged. 593-601.

Néhány tájmetriai mutató és a felbontás kapcsolatának vizsgálata egy tiszazugi tájrészleten

Túri Zoltán¹ – Szabó Szilárd²

¹*Debreceni Egyetem TTK Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 4010 Debrecen,
Egyetem tér 1. e-mail: zturi@tigris.unideb.hu*

²*Debreceni Egyetem TTK Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, 4010 Debrecen, Egyetem
tér 1. e-mail: szszabo@delfin.unideb.hu*

Bevezetés

A tájmetriai mérőszámok hatékony elemei a kvantitatív tájanalízisnek. Segítik a tájstruktúra, valamint az ökológiai folyamatok megértését, alapjuk a táj működésében fontos szerepet betöltő foltok, folyosók és az általuk létrehozott mátrix.

A tájmetriai kutatások rendszerint a foltokat teszik a vizsgálatok tárgyává, mivel ezek geometriai tulajdonságai (terület, kerület, alak, stb.), valamint relatív térbeli elhelyezkedése (pl. foltok közelsége, konnektivitás) matematikailag egyszerűen számítható. Az egyes mérőszámok rendszerint folt, osztály és táji szinten értelmezhetők. A folt szintű paraméterek az egyes foltra vonatkoztatva, az osztályszintű pedig a foltok jellemzőinek tájhasználati kategóriáinként egyszerűen, vagy valamilyen szempont szerint (rendszerint területtel) súlyozott átlagaként adhatók meg. A táji szintű mutatók az osztály szintű mutatókat összegzik különböző szempontok szerint. Értelemszerűen minden mérőszámunknak nem létezik mindhárom szinten változata: van, ami csak folt szinten és van, ami csak táji szinten értelmezhető (Mezősi – Fejes, 2004; McGarigal – Marks, 1995).

E munka keretében csak az osztályszintű paraméterekkel foglalkozunk, ezen belül is csak a legegyszerűbb, leggyakrabban használt területet és kerületet érintőkkel.

A foltok kerülete, területe és azok hányadosa fontos tájmetriai paraméterek, melyek önmagukban is alapot adhatnak a területi tervezéshez. Már léteznek olyan ökológiai kutatások, melyek megállapították, hogy egy erdőfoltnak minimálisan mekkorának kell lennie ahhoz, hogy önálló ökoszisztémaként működhessen (Šimanauskienė, 2005; Šimanauskienė et al., 2008). Ez azonban önmagában nem biztos, hogy helyes következtetések levonására alkalmas. A foltok alakja nagymértékben befolyásolja azok alkalmasságát a belső, zavarásra érzékeny fajok megtelepedése esetén. Ennek legegyszerűbb mutatója a kerület és a terület hányadosa: a nagy kerület/terület arányok azt mutatják, hogy a folt nagy felületen érintkezik a szomszédos(ak)kal, ami hatással lehet az ott élő fajok összetételére vagy azok viselkedésére (Szabó, 2005; Szabó, 2006).

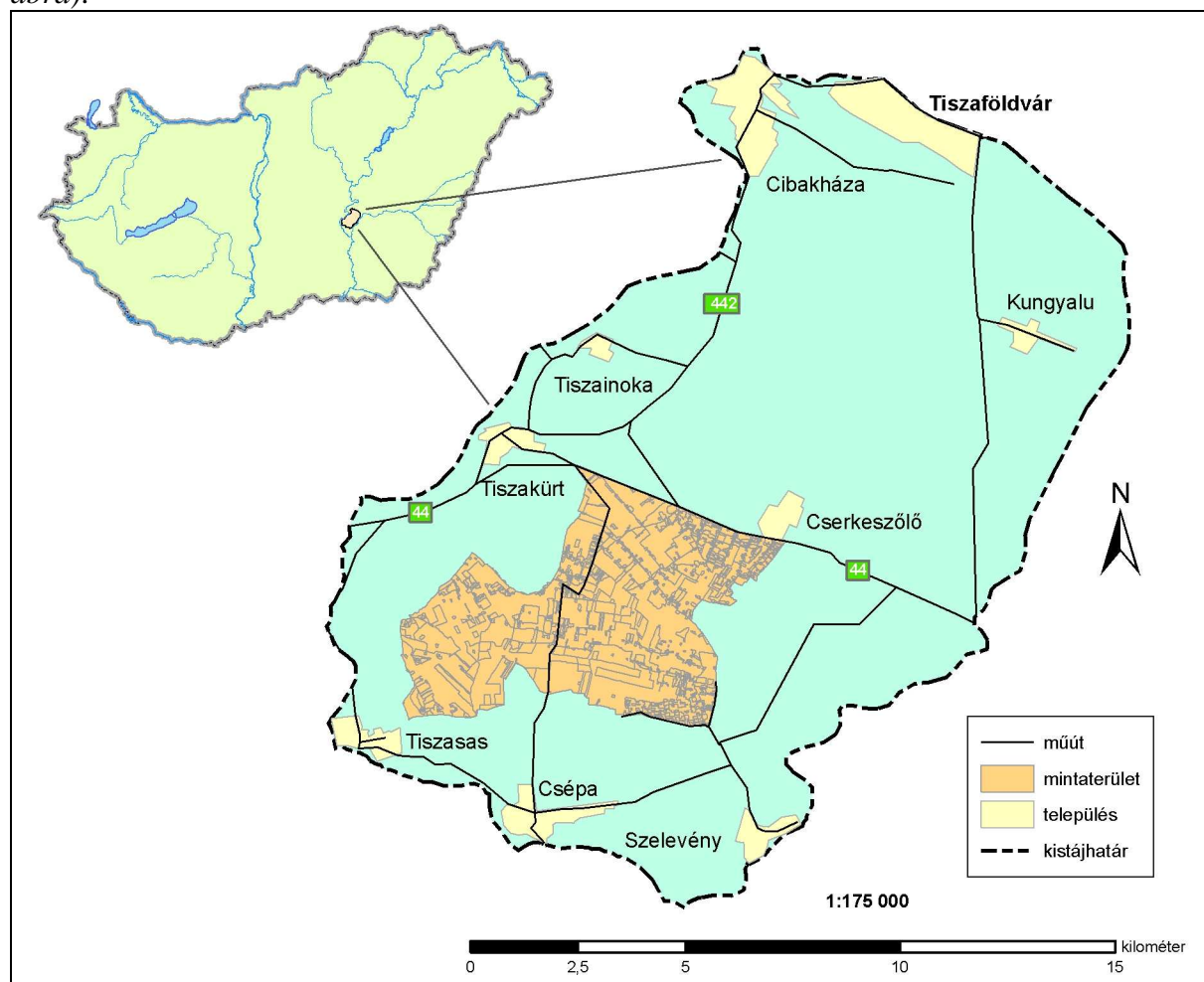
Könnyen belátható, hogy a vizsgálatok során alkalmazott lépték meghatározza az egyes indexek értékét is (Wu, 2004). A térképgeneralizálás miatt közepes és kis léptékben a foltok határvonalai leegyszerűsödnek, sőt kisebb foltok egyszerűen nem is ábrázolhatók, holott ökológiai szempontból indokolt volna. A tájökológiai tervezés ideális léptéke a nagy lépték lenne, de sok esetben ehhez a feltételek nem adóttak, a szükséges méretarányú raszteres adatállományok nem állnak rendelkezésre.

A tájmetria a tájvédelmi kutatásoknak igen fontos gyakorlati eszköze, melynek segítségével számszerűsítve, egzaktan lehet megfogalmazni a megőrzéshez szükséges feladatokat. A tájmetriai paraméterek a természetvédelmi, tájvédelmi tervek készítésénél egyértelmű útmutatást adnak a védendő és fejlesztendő tájfoltokra nézve. Igen fontos lenne, hogy a tervek készítői is tisztában legyenek ezzel. A mi feladatunk, hogy kimutassuk az amúgy igen nagy számban megalkotott paraméterek alkalmazási korlátait és lehetőségeit.

Ez a dolgozat szorosan kapcsolódik korábbi munkánkhoz (Túri – Szabó, 2008), amelyben a térképi felbontás tájmetriai mutatókra gyakorolt hatását vizsgáltuk. Tematikailag most sem kívánunk azokon az eredményeken túllépni. Célunk éppen az volt, hogy ellenőrizzük az akkor tett megállapítások helyességét egy másik, eltérő táji adottságokkal rendelkező mintaterületen.

A mintaterület bemutatása

A tájmetriai vizsgálatokat egy 29 négyzetkilométeres tiszazugi tájrészleten végeztük (1. ábra).



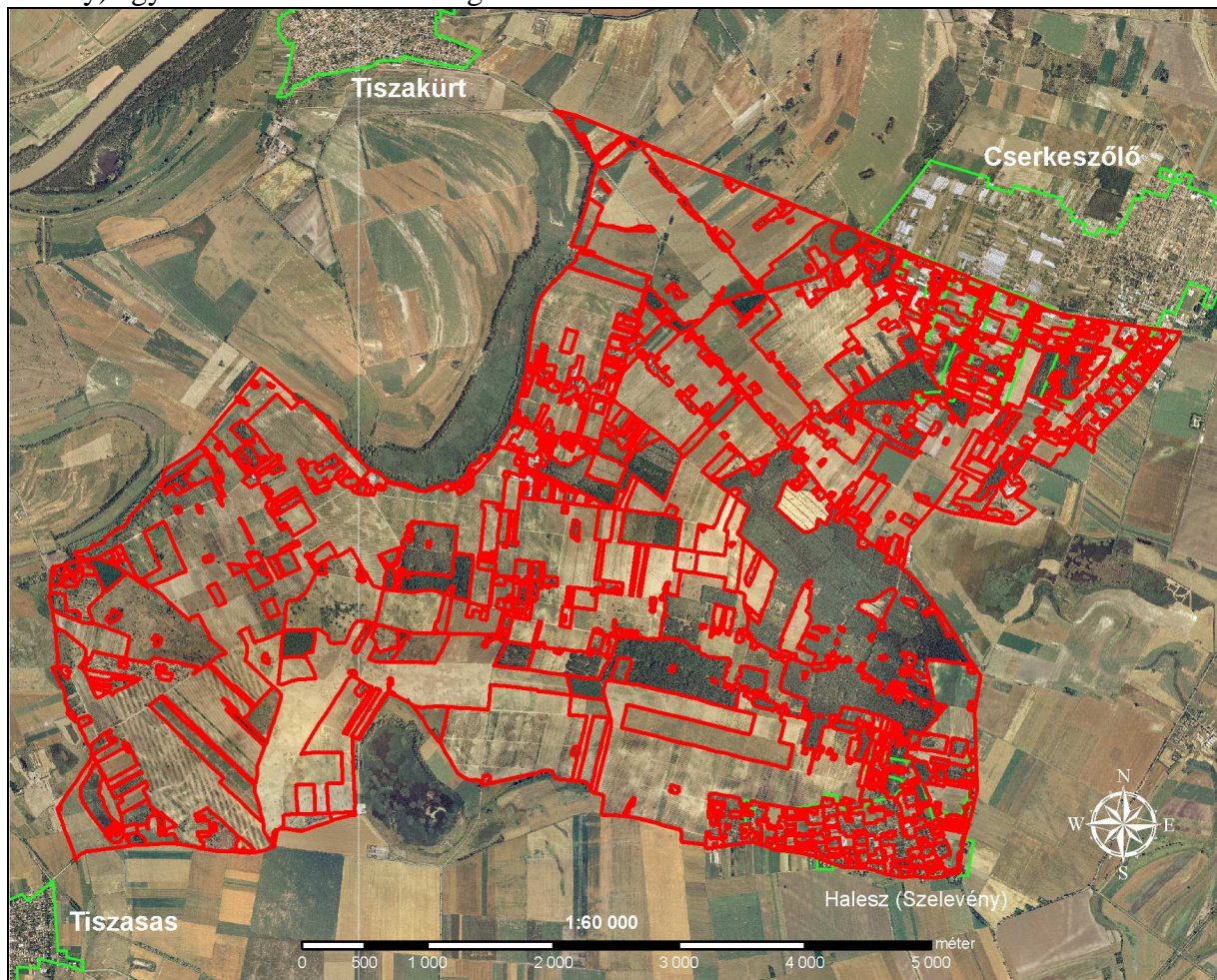
1. ábra. A mintaterület helyzete

A Tiszakürt – Tiszaug – Tisasas – Csépa – Halesz (Szelevény) – Cserkeszőlő települések által közrefogott, dunai hordalékanyagból felépülő felső pleisztocén futóhomok-terület a Duna-Tisza közti hordalékkúp folytatása (Aldobolyi Nagy, 1954), melytől a Tisza csak a későglaciálisban választotta le. 85–97 méter közötti tengerszint feletti magasságú felszínén a munkaképes szelek a pleisztocén végén ÉNy-DK-i csapású, 2–4 méteres relatív reliefű homokbucka-vonulatokat hoztak létre (Marosi – Szilárd, 1969). A félig kötött homokfelszínekre jellemző szélbarázda-garmada-maradékgerinc-deflációs lapos formakincset a holocén szárazabb időszakában és a történelmi időkben részben természeti, s az egyre erősödő antropogén folyamatok hatására mozgásba lendült futóhomok többször átformálta (Gábris – Túri, 2008).

A mintaterület határát északon a 44-es főközlekedési út, keleten a Szelevényt Cserkeszölővel összekötő műút, illetve az utóbbi település belterülete jelöli ki. Nyugaton meredek eróziós peremmel szakad le az övzátonyokkal, sarlólaposokkal sűrűn átszőtt, holtmedrekkel (Földes-lápos, Beszer-lapos, Sántaleány ere) szegélyezett kettős ártéri szintre. Délen dűlőutak és a Csépai-fertő tómedre határolják.

Anyag és módszer

A tájmozaikokat 2005 nyarán készült légifelvételekből előállított digitális ortofotókról, az ArcGIS 9.0 geoinformatikai szoftvercsalád ArcMap 9.2 alkalmazásával, 5 ezres méretarány mellett digitalizáltuk be (2. ábra). A felszínborítási kategóriákat a CORINE Land Cover 1:50 000 léptékű (CLC50) adatbázis Magyarországra adaptált osztályozásának (87 osztály) egyszerűsítésével adtuk meg.



2. ábra. A mintaterület foltmintázata

A tájszerkezetet 14 összevont kategória alapján (Csorba, 2007) vizsgáltuk: 1. lakott területek; 2. ipari, kereskedelmi és agrárleléstímenyek területei, közlekedési hálózatok elemei; 3. bányák, lerakóhelyek, építési munkahelyek; 4. mesterséges, nem mezőgazdasági zöldterületek; 5. szántóföldek; 6. szőlő- és gyümölcskultúrák; 7. legelők; 8. vegyes mezőgazdasági területek; 9. lomblevelű erdők; 10. tűlevelű erdők; 11. vegyes erdők; 12. természetközeli cserjés és/vagy lágyszárú növényzet; 13. vízfelületek; 14. vizenyős-mocsaras területek. A területhasználati foltmintázat megadásánál 906 tájmozaikot különítettünk el.

A tájmetriai mutatókat az ArcGIS 9.0 vLATE moduljával számítottuk ki (Lang – Tiede, 2003). A FRAGSTATS 3.3 szoftverrel többféle paraméter határozható meg, de a nagy felbontású (0,5–1–2,5 m) térképi változatok meghaladták a számítógépek számítási kapacitását, nem volt lehetséges a számítás. A vLATE vektoros alapon megbízhatóbban tudta kiszámítani a táji indexeket. A vektoros térképet előbb az ArcGIS segítségével raszteressé alakítottuk 0,5–1–2,5–5–10–20–30–40–50–60–70–80–90 és 100 méteres felbontással, majd újra vektorizáltuk.

Az egyes mutatókat diagramon ábrázoltuk a felbontás függvényében és megállapítottuk, mely felbontásnál következik be a változás. Az eredmények helyességét statisztikai módszerekkel ellenőriztük SPSS 15-tel. Az adatok eloszlását Shapiro-Wilks próbával teszteltük. Mivel azok nem normál eloszlást követtek és az eloszlások jobb ferdek voltak, lognormáltuk az adatokat. Az eredeti adatok esetében Mann-Whitney próbával, a transzformáltaknál többszemponos ANOVA modellben vizsgáltuk meg a tájmetriai mutatók felbontás-függését.

Mivel a mintaterület egyes területhasználati kategóriáinak alakja eltérő – vannak jellemzően megnyúlt (1., 8., 12., 14. kategória) és izodiametrikus (2., 3., 5., 6., 7., 9., 13. kategória) típusok –, ezért összevonásokat végeztünk és alak szerint is megvizsgáltuk az adatokat. A területhasználat és felbontás együttes statisztikai vizsgálatához a 14 kategória nem volt kezelhető, ezért itt szintén összevonásokat végeztünk a területhasználat hasonló jellege alapján. A területhasználati változókat négy csoportba soroltuk: mesterséges felszínnek (1., 2., 3. kategória); mezőgazdasági területek (5., 6., 7., 8. kategória), erdő- és természetközeli területek (9., 12. kategória), illetve vizek, vizenyős területek (13. és 14. kategória).

A munka során nem volt célunk minden lehetséges tájmetriai mutatót tesztelni a felbontás-érzékenység szempontjából, igyekeztünk azokat a legalapvetőbb paramétereket bemutatni, amelyek alapját képezik a tájökológiai vizsgálatoknak vagy más mutatóknak. A következő mutatókat vizsgáltuk: foltszám (Number of Patches, NP), foltterület (Class Area, CA), közepes foltméret (Mean Patch Size, MPS), foltméret normális szórása (Patch Size Standard Deviation, PSSD), foltélek középértéke (MPE), foltélek összkörülete (Total Edge, TE).

Eredmények

A felbontások elemzése kapcsán előbb az összes adatot (minden felbontást ábrázoltunk minden tájmetriai mutató függvényében, területhasználatonként különve) megvizsgáltuk. Itt kiderült, hogy melyek azok a felbontások, ahol az egyes mutatók szemmel láthatóan eltérnek a kiindulási állapottól, lényegesen kisebbek, vagy éppen nagyobbak. Ezt követően az ábrák alapján összevonásokat végeztünk, mivel a mintaszám nem tette lehetővé az összes felbontás megtartását.

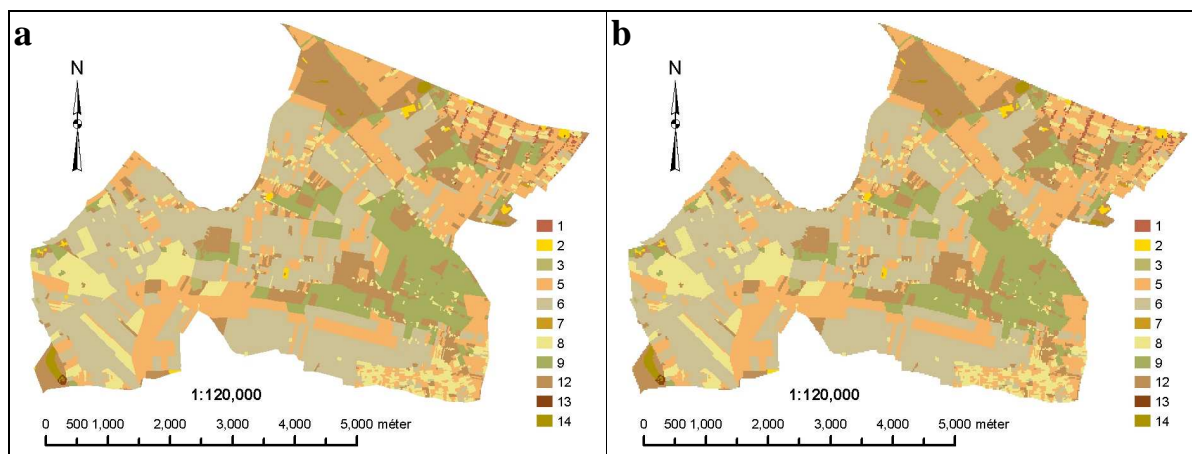
A vizsgálatok során alkalmazott többféle felbontás elemzése érdekes eredményeket hozott. Hangsúlyozzuk, hogy ezek az eredmények nem általánosíthatók a közepes és nagy léptékű vizsgálatokra azok felbontása miatt, mivel a foltoknak a digitalizálása 1:5000 léptékben történt, vagyis kis területet dolgoztunk fel igen részletesen.

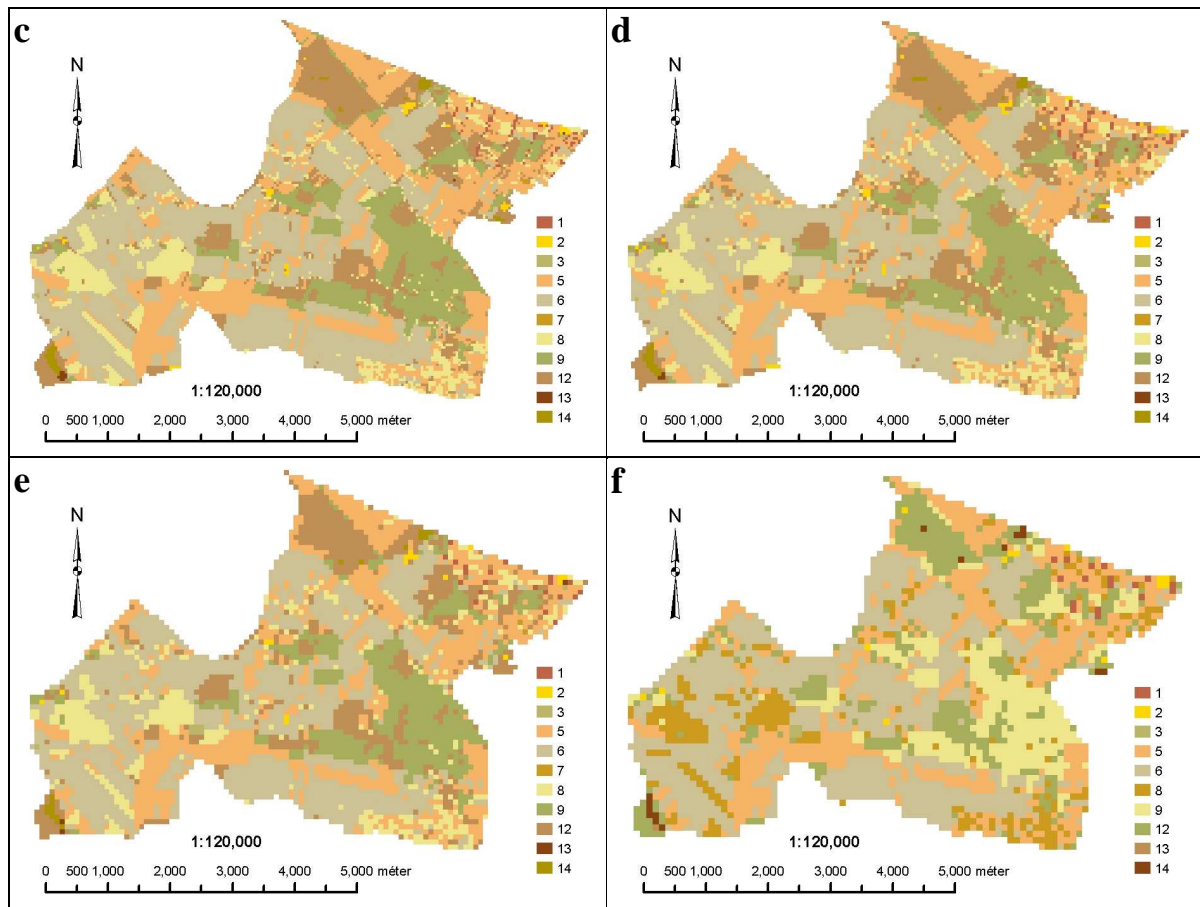
Összehasonlításaink alapja minden esetben a kiindulási térkép volt (3. ábra), és azt vizsgáltuk, hogy a fent említett tájmetriai paraméterek hogyan változnak a felbontás függvényében (4. ábra). A különbségek rendszerint nem szignifikánsak ($p < 0.05$), de figyelemre méltó, hogy a váltás minden vizsgált mutató esetében 0,5-5 méteres felbontásnál következik be.



3. ábra. A mintaterület foltterképe eredeti felbontásnál és az egyes területhasználati kategóriák foltszámának százalékos megoszlása

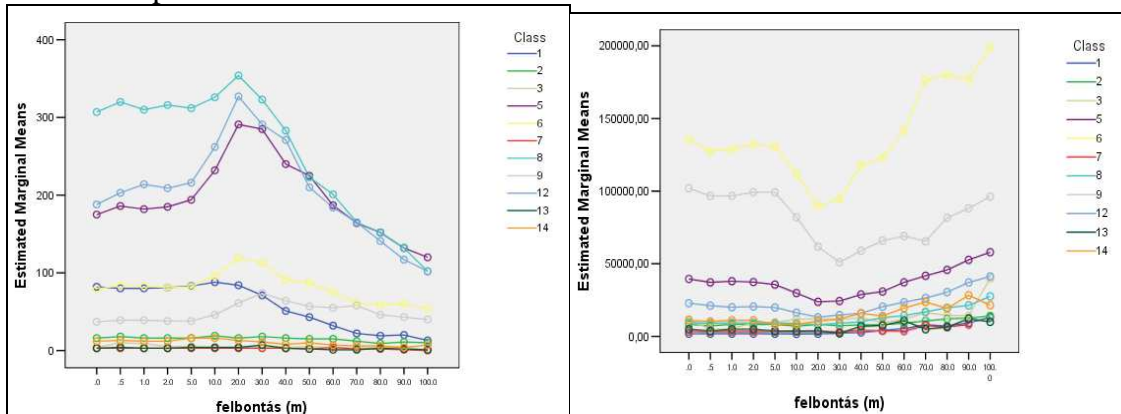
1 – lakott területek, 2 – ipari, kereskedelmi és agrárlétesítmények területei, közlekedési hálózatok elemei, 3 – bányák, lerakóhelyek, építési munkahelyek, 5 – szántóföldek, 6 – szőlő- és gyümölcsültetvények, 7 – legelők, 8 – vegyes mezőgazdasági területek, 9 – lomblevelű erdők, 12 – természetközeli cserjés és/vagy lágyszárú növényzet, 13 – vízfelületek, 14 – vizenyős-mocsaras területek





4. ábra. A mintaterület foltterképe 5 méteres (a), 20 méteres (b), 40 méteres (c), 60 méteres (d), 80 méteres (e) és 100 méteres (f) felbontásnál (a jelmagyarozatot lásd a 3. ábránál)

Az 5. ábrán a foltszám (NP) példáján mutatjuk be a felbontással való kapcsolatot területhasználati kategóriánként. 5 méteres felbontásnál durvább pixelek esetén a foltszám emelkedni kezd a szántók, a szőlő- és gyümölcskultúrák, a lomblevelű erdők, a természetközeli cserjés és/vagy lágyszárú növényzet, valamint a vegyes hasznosítású mezőgazdasági területek esetében. Mivel a többi kategóriánál nem következik be lényeges változás, ezt csak akkor lehet kimutatni, ha területhasználati bontásban vizsgáljuk meg a felbontás szerepét.



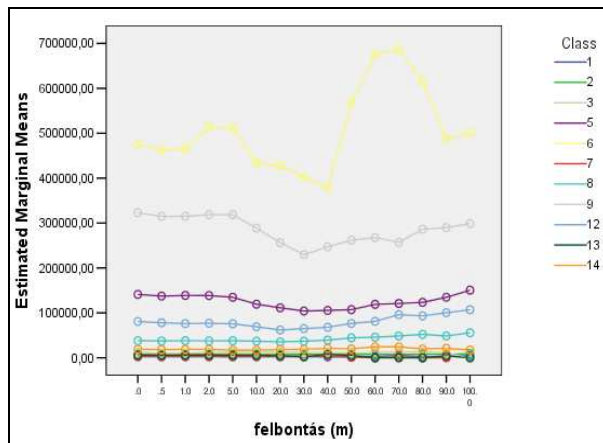
5. ábra. A foltszám (NP, db) változók szerinti átlagai a felbontás és a területhasználat alapján

6. ábra. A foltméret (MPS, m²) változók szerinti átlagai a felbontás és a területhasználat alapján

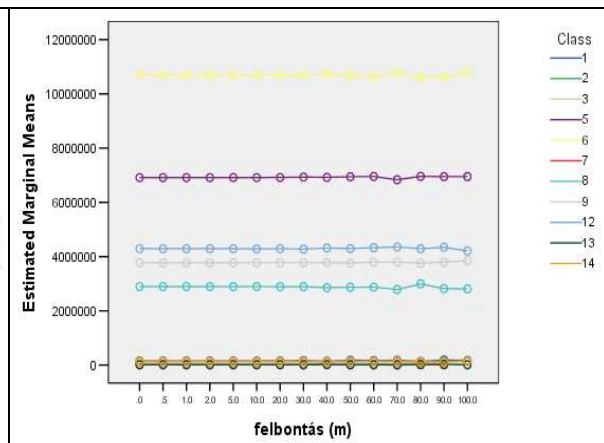
Korábbi vizsgálatainkkal összhangban szignifikáns különbség ($p < 0,05$) a tájmozaikok számában csak 20-40 méteres felbontás között figyelhető meg. A felbontás csökkenésével párhuzamosan a foltok pixelesednek és – különösen a megnyúlt foltok – kisebb, nem összefüggő területre esnek szét. Ennek következtében ebben a 20-40 méteres tartományban lényegesen több folt detektálható, mint valójában létezik. A felbontás további romlásával a pixelek nagyobbak lesznek és ezzel együtt a számuk csökken, a különbség az eredeti térképhez viszonyítva már nem szignifikáns ($p < 0,05$).

Az terület-típusú mutatók a Number of Patches-hez hasonló eredményt adtak az MPS (6. ábra) és a PSSD (7. ábra) esetében, a CA viszont nem mutatott érzékenységet a felbontásra (8. ábra). A nagy átlagterületű mozaikokból álló felszínborítási kategóriák (szőlő- és gyümölcskultúrák, lomblevelű erdők, szántók) átlagos foltmérete 5 méteres felbontásnál a foltok pixelesedésével meredeken csökken, minimumát a 20-40 méteres tartományban éri el a valódinál lényegesen magasabb foltszám miatt. A felbontás további romlásával a képelemek aggregálódnak, amely számuk csökkenését és az átlagos foltméret növekedését eredményezi.

Az uralkodóan mezőgazdasági művelés alatt álló mintaterületen az egyes felszínborítási kategóriák CA-értékeinek hasonlósága alapján foltokat beágyazó mátrixot nem képeztünk. A nagy átlagos foltméretű területhasználatok közül a mintaterület 36,83%-át szőlő- és gyümölcskultúrák, 23,79%-át szántóföldek, 14,77%-át természetközeli cserjés és/vagy lágyszárú növényzet, 12,98%-át erdők, 9,95%-át pedig vegyes mezőgazdasági területek borítják.



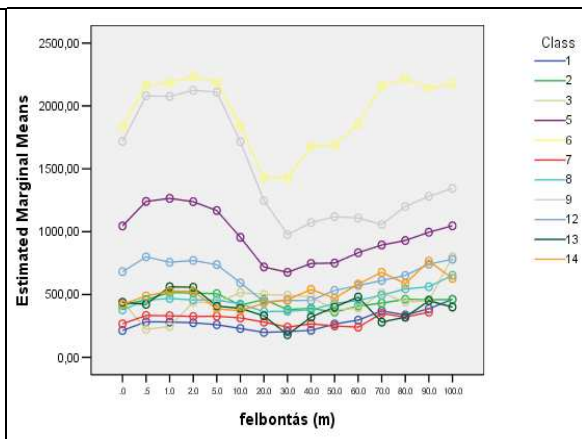
7. ábra. A foltméret normális szórásának (PSSD, m^2) változók szerinti átlagai a felbontás és a területhasználat alapján



8. ábra. A foltterület (CA, m^2) változók szerinti átlagai a felbontás és a területhasználat alapján

A kerületre vonatkozó mutatók viselkedése – mint ahogy azt már korábbi tanulmányunkban leírtuk – teljesen eltért az eddigiektől: a kerületet lényegileg befolyásolja a pixelesedés. Itt a Total Edge példáján mutatjuk be a felbontás-függőséget (9. ábra).

Közismert tény, hogy két pont között a legrövidebb távolság egy egyenes (ez a valóság, amit legjobban a vektoros rendszerek tükröznek), jelen esetben viszont a raszteres megközelítés miatt ez nem lehetséges, mert a távolság – a felbontás függvényében – csak két egyenlő hosszúságú, egymásra merőleges szakasszal adható meg (10. ábra). Egy egységnyi oldalú négyzetet feltételezve a legrövidebb távolság $\sqrt{2}$ (1.414), egy raszteres rendszerben 2 lesz. Eredményeinkhez hasonló megállapításra jutott (Szabó, 2006) is.



10. ábra. A foltélek középértéke (MPE, m) változók szerinti átlagai a felbontás és a területhasználat alapján

Ez a hatás minden kerülettel kapcsolatos mutatót érint, vagyis alkalmazása esetén két dolog lehetséges: igyekszünk valamilyen vektoros formában feldolgozni a kerülettel kapcsolatos feladatokat, vagy elfogadjuk a fent említett tényt és ennek megfelelően kezeljük az eredményeket is. Utóbbi esetben tudnunk kell, hogy összehasonlítást kistájak között, vagy korábbi vizsgálatokkal csak akkor végezhetünk, ha minden körülmény megegyezik (adatbevétel, felbontás), különben félrevezető eredményeket kapunk.

A továbbiakban többszemponos ANOVA modellben megvizsgáltuk a területhasználat és a felbontás együttes hatását (a területhasználat természetsszerűleg produkálhat eltérést, ezért hatását külön nem vizsgáltuk). Az elemzésben a modell értelmezhetősége végett a természetesség foka alapján összevont kategóriákat alkalmaztuk. Szignifikáns különbséget nem kaptunk egyetlen vizsgált mérőszám esetében sem, ami azt jelenti, hogy a területhasználat, felszínborítottság jellege nem befolyásolja a végeredményt. Mint az várható volt, a kialakított négy kategória között találtunk szignifikáns ($p < 0.05$) különbségeket, de ezek ismertetésére nem térünk ki, jelen munkának nem célja a tájökológiai sajátosságok feltárása.

Ha megtartjuk mind a 15-féle felbontást a 11 féle területhasználattal, túl sok kombinációt eredményez és a statisztikai próbákhoz kicsi lesz az elemszám. Mivel osztály szintű mutatókról van szó, ezért az elemszám nem növelhető (a területhasználati kategóriák és a felbontások száma adott). Ezért az eredeti adatok (5–10. ábra) elemzése alapján 3 csoportot alakítottunk ki a tájmetriai mutatók felbontás-érzékenységeinek elemzésére:

- 0,5–5 m (1);
- 10–40 m (2);
- 50–100 m (3).

A csoportok különbségeit Mann-Whitney próbával vizsgáltuk, az eredményeket az *1. táblázatban* foglaltuk össze.

1. táblázat. A vizsgált tájmetriai mutatók szignifikáns különbségei területhasználati bontásban

	NP	CA	MPS	PSSD	TE	MPE
lakott területek	0-5→50-100		0-5→50-100		0-5→50-100	0-5→50-100
ipari, keresk. és agrárlétesítmények	0-5→50-100				0-5→50-100	
bányák, lerakók, építési területek	0-5→50-100		0-5→10-40 0-5→50-100		0-5→50-100	0-5→10-40
mesterséges, nem mg. területek					0-5→50-100	
szántóföldek	0-5→10-40	0-5→10-40	0-5→10-40	0-5→10-40	0-5→50-100	0-5→10-40 0-5→50-100
szőlő- és gyümölcs	0-5→10-40		0-5→10-40	0-5→10-40	0-5→50-100	0-5→10-40
legelők			0-5→50-100	0-5→50-100	0-5→50-100	
vegyes mg-i területek	0-5→50-100		0-5→50-100	0-5→50-100	0-5→50-100	
lomblevelű erdők	0-5→10-40 0-5→50-100		0-5→10-40 0-5→50-100	0-5→10-40 0-5→50-100	0-5→50-100	0-5→10-40 0-5→50-100
természetközeli cserjés	0-5→10-40 0-5→50-100		0-5→10-40 0-5→50-100	0-5→10-40 0-5→50-100	0-5→50-100	0-5→10-40
vízfelületek	0-5→50-100		0-5→50-100	0-5→50-100	0-5→50-100	0-5→10-40
vizenyős-mocsaras területek	0-5→50-100		0-5→50-100		0-5→50-100	0-5→50-100

Mind az ábrákról, mind a táblázatból (5–10. ábra, 1. táblázat) jól látható, hogy a legtöbb esetben számít az, hogy milyen felbontás mellett számítjuk ezeket a paramétereket. A leginkább érintett kategóriák a szántók, a szőlő-gyümölcsösök és a lombhullató erdők. Ezek egyben a legnagyobb területű kategóriák is, melyek átlagos foltmérete több mint 40 000 m².

A foltok alakja szerint is elvégeztük a vizsgálatokat (többszemponos ANOVA segítségével), de szignifikáns különbség a felbontás és foltalak együttes hatására itt sem volt kimutatható. Itt viszont fontos eredmény, hogy a foltok izodiametrikus vagy megnyúlt jellege szignifikánsan ($p < 0.05$) befolyásolja az NP és TE mutatókat. A többi esetben itt sincs lényegi különbség a kapott eredményekben.

Összegzés

Összességében elmondhatjuk, hogy az alapvető tájmetriai paraméterek mikro léptékű vizsgálatánál célszerű valamilyen vektoros módszert alkalmazni, ugyanis raszteres rendszerben a pixelesedés jelentősen módosítja a kerületre vonatkozó mutatókat, a terület/kerület arányt. A felbontás növekedésével az izodiametrikus foltok kisméretű pixeljei aggregálódnak, a megnyúlt foltok azonban kisebb, nem összefüggő területekre esnek szét. Ennek következtében a 20-40 méteres tartományban lényegesen több folt detektálható, mint valójában létezik. A felbontás további csökkenésével a pixelek összeállnak, nagyobbak lesznek, ami számuk csökkenését eredményezi, s így a különbség az eredeti térképhez viszonyítva már nem szignifikáns. A foltok terület-típusú tájmetriai vizsgálatára ezért véleményünk szerint a 10 méter alatti felbontás-tartomány a legalkalmasabb, a kerület-típus esetében pedig a vektoros feldolgozást javasoljuk

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány megírását az OTKA K 68902 és 68566 nyilvántartási számú pályázata támogatta.

Irodalomjegyzék

- Aldobolyi Nagy M. 1954: Talajföldrajzi megfigyelések a Tiszazugban. Földrajzi Értesítő 3/3, 507–543.
- Csorba P. 2007: Tájszerkezet-kutatások és tájmetriai mérések Magyarországon. Debreceni Egyetem, Debrecen, MTA doktori értekezés, 131.
- Csorba P. 2008: Potential applications of landscape ecological patch-gradient maps in nature conservational landscape planning. Acta Geographica Debrecina Landscape and Environment Series 2/2, 160–169.
- Gábris Gy. – Túri Z. 2008: Homokmozgás a történelmi időkben a Tiszazug területén. Földrajzi Közlemények 132/3, 241–250.
- Jaeger, J.A.G. 2000: Landscape division, splitting index, and effective mesh size: new measures of landscape fragmentation. Landscape Ecology 15, 115–130.
- Lang, S. – Tiede, D. 2003: vLATE Extension für ArcGIS - vektorbasiertes Tool zur quantitativen Landschaftsstrukturanalyse, ESRI Anwenderkonferenz, 2003 Innsbruck. CDROM
- Marosi Sándor – Szilárd Jenő (szerk.) 1969: A tiszai Alföld. Magyarország tájfeldrajza 2. Akadémiai Kiadó, Budapest, 94–97.
- McGarigal, K. – Marks, B. J. 1995: FRAGSTATS: spatial pattern analysis program for quantifying landscape structure. USDA For. Serv. Gen. Tech. Rep. PNW-351. 141.
- McGarigal, K. 2002: Landscape pattern metrics. In: A. H. El-Shaarawi and W. W. Piegorsch (eds.): Encyclopedia of Environmentrics (2). John Wiley & Sons, Sussex, England, 1135–1142.
- Mezősi G. – Fejes Cs. 2004: Tájmetria. In: Dövényi Z. – Schweitzer F. (szerk.): Táj és környezet. MTA FKI, Budapest, 229–242.
- Šimanauskienė, R. – Linkevičienė, R. – Taminskas, J. 2008: Spatial analysis of forest fragmentation (the case study of Lithuania). In: Boltižiar, M. (ed.): Implementation of landscape ecology in new and changing conditions. Proceedings of the 14th International Symposium on Problems of Landscape Ecology Research 4-7 October 2006, Stará Lesná, Slovakia. Institute of Landscape Ecology Slovak Academy of Sciences, Nitra, 427–433.
- Šimanauskienė, R. 2005: Morphology of landscape biota territorial structure (on the example of Lithuanian territory). Geografioj metraštis 38/2, 24–38.
- Szabó G. 2006: Kartográfiai és térinformatikai módszerek pontosságának földrajzi szempontú vizsgálata. Debreceni Egyetem, Debrecen, doktori értekezés, 144.
- Szabó M. 2005: Vizes élőhelyek tájökölógiai jellemvonásai a Szigetköz példáján. ELTE, Budapest, MTA doktori értekezés, 172.
- Szabó M. 2006: Szigetközi övzátonyok tájökölógiai szempontú értékelése. In: Molnár E. (szerk.): Kutatás, oktatás, értékteremtés. MTA ÖBKI, Vácrátót, 181–191
- Túri Z. – Szabó Sz. 2008: The role of resolution on landscape metrics based analysis. In: Acta Geographica Silesiana 4. Uniwersytet Slaski, Sosnowiec, 47–52.
- Wu, J. 2004: Effects of changing scale on landscape pattern analysis: scaling relations. Landscape Ecology 19, 125–138.

Klímaváltozás hatása egy Duna-Tisza közti mintaterületen

Ladányi Zsuzsanna

*SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék
6722 Szeged, Egyetem u. 2-6.
e-mail: lsuzsi@earth.geo.u-szeged.hu*

1. Bevezetés

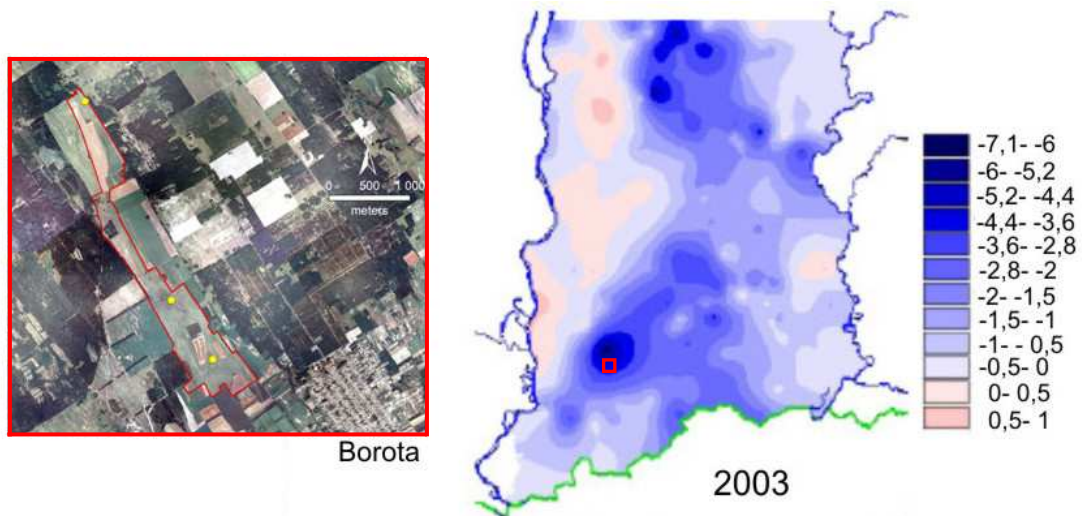
Az elmúlt három évtizedben tapasztalható klimatikus folyamatok jelentős hatással vannak a magyarországi tájak abiotikus és biotikus elemeire is. Leginkább a hidrológiai tényezők kedvezőtlen változása az, ami viszonylag rövid idő alatt is képes a tájalkotó tényezők több elemét úgy befolyásolni, hogy azok látványos tájváltozásokat okozzanak.

Magyarországon a globális felmelegedés az utóbbi évtizedekben legalább 50-80 mm-es csapadékcsökkenéssel járt, melynek talán legjelentősebb következményei a Duna-Tisza közén tapasztalhatóak. Az 1980-as évek elején kezdődő változásokra először a természetvédelem figyelt fel, ugyanis jelentősen visszaesett a vizes élőhelyeken költő madárfajok egyedszáma (Iványosi 1994). Mint kiderült, a vizes élőhelyek területének csökkenésére ezek a madárfajok reagáltak a leggyorsabban. Az 1980-as évek végére az is nyilvánvalóvá vált, hogy a területen jelentős talajvízszint-csökkenés tapasztalható, ami komoly gazdálkodási problémákat eredményezett. Az 1990-es évek elején már olyan mértékű volt a talajvíz csökkenése, hogy tudományos kutatásokkal próbálták tisztázni, hogy a változásokban milyen arányú a természetes tényezők és az antropogén beavatkozások szerepe. Ekkor arra a megállapításra jutottak, hogy a fenti tényezők körülbelül fele-fele részben felelősek a változásokért (Pálfi 1994). Az 1990-es évek végétől végzett geoinformatikai alapú vizsgálatok tisztázták, hogy a változásokban közvetlenül, vagy bizonyos közvetett hatások révén, de a klimatikus okok a meghatározóak (Rakonczai és Bódis 2001). A részletes talajvízszint vizsgálatok kimutatták, hogy a 2000-es évek elejére, a változások észlelése után mindössze 20-25 évvel, a Duna-Tisza közén 5 milliárd m³ víz hiányzik, ami megfelel Magyarország teljes éves vízfelhasználásának (Rakonczai 2006)! Az egyre mélyebbre kerülő talajvíz egyre kevésbé elérhető a növényzet számára, és egy-egy csapadékosabb időszak hatása már nem elég a kedvezőtlen folyamatok megszűnésére (Kovács 2006).

2. Módszerek és mintaterület

A vizsgált terület Bajától 20 km-re, Borota község belterületétől ÉNy-ra, a vízhiány szempontjából az egyik legkritikusabb helyzetben lévő területen fekszik (1. ábra). A terület első talajtani szempontú térképezése 1949-ben valósult meg a Kreybig Lajos által kezdeményezett és vezetett országos átnézetes talajismereti térképezés során (2. ábra). A talajvíz nyugalmi vízszintje akkor még 1,3 m-en volt, a talaj felső 30 cm-ben a terepen mért pH (vizes) elérte a 9,5-es értéket. A rétegek morfológiai struktúráját egészen 130 cm-ig a tömött kategóriába sorolták, laboratóriumi vizsgálatok azonban csak a szelvény felső 60 cm-re történtek. A felmérés a terepi megfigyelések és a laborvizsgálatok alapján a mintaterület jelentős részét II. osztályú, erősebben szikes kategóriába sorolta. A terület a helyiek elmondása szerint az 1950-es években sokszor nyár közepéig vízborítás alatt állt. Az Agrotopográfiai térképsorozat 1983-as adatok alapján készített megfelelő szelvénye (AGROTOPO 1987) ezt a területet még szoloncsák-szolonycnek jelöli. 2008-ban megismételtük a talajtani vizsgálatokat részletes élőhelytérképezéssel

kiegészítve, választ keresve arra, hogy a területen lezajlott talajvízcsökkenés mennyire befolyásolta a talajtulajdonságokat, illetve milyen hatással járt együtt mindez a vegetáció tekintetében. A jelenlegi fajösszetétel alapján következtettünk a közelmúltban lezajló vegetáció-változásokra. Mivel a talajvíz nyugalmi vízszintje a területen 6-7 méter mélységben található, ezért a vizsgálatokat nem csak a korábbi 60 cm-ig, hanem 2 m-ig végeztük el. A területre eső Kreybig mintavételi pont jól beazonosítható volt, ezért viszonylag nagy pontossággal ugyanott tudtuk elvégezni a 2008-as mintavételt is. A mintavételi pont körül sem morfológiai, sem vegetációbeli eltéréseket nem tapasztaltunk, ezért a talajparaméterekben észlelt különbségek nem származhatnak a mintavételi hely pontatlan rekonstrukciójából. A laboratóriumi munka során pH és össz-só mérés (MSZ-08-0206/2-78), szervesanyag-tartalom meghatározás (MSZ 21470/52-1983), karbonáttartalom-mérések (MSZ-08-0206/2-78) zajlottak le.



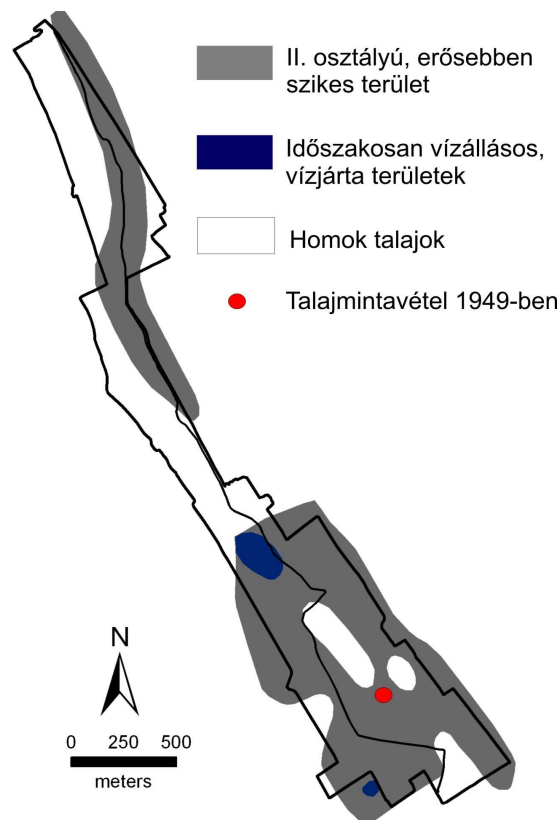
1. ábra: A talajvízszint-süllyedés mértéke a Duna-Tisza közén az 1971-1975 évi átlaghoz viszonyítva (Rakonczai 2006), és a vizsgált mintaterület elhelyezkedése

3. Eredmények

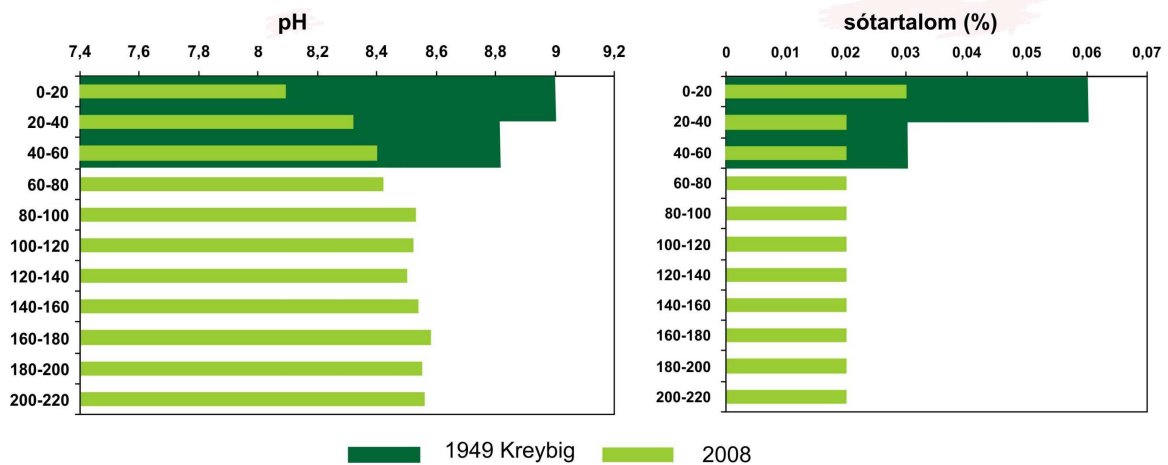
3.1. Talaj

Habár a talajok genetikai típusának változása több száz években mérhető, az Alföldön megfigyelt gyors és jelentős talajvízszint csökkenés akár egy emberöltő alatt is jelentősen módosíthatja ezt a folyamatot. A Szabadkígyósi pusztán végzett kutatások (Rakonczai et. al. 2008) kimutatták, hogy a talajok megváltozott vertikális víz- és só mozgása a talaj genetikai típusának átalakulásával jár együtt. A védett szikes terület esetén a Na^+ ionok mennyisége jelentősen lecsökkent, mely összefügg a sótartalom csökkenésével, a humusztartalom ugyanakkor megnőtt, ami igazolta a sztyeppesedés folyamatát és a kicserélhető kationok közül pedig felcserélődött a Na^+ és a Ca^{2+} aránya (a Ca^{2+} javára). Mindezek miatt a terület a kilúgozódás és a sztyeppesedési folyamatok eredményeképpen bizonyos részein már csak gyengén szikesnek, illetve nem szikesnek számít.

Az általunk vizsgált Duna-Tisza-közi homokháthoz tartozó Illancs és a Bácskai-löszhát határán elhelyezkedő mintaterület talajtani vizsgálatai kimutatták, hogy a sótartalom és a talaj kémhatása lecsökkent az 1949-es eredményekhez képest (3. ábra).

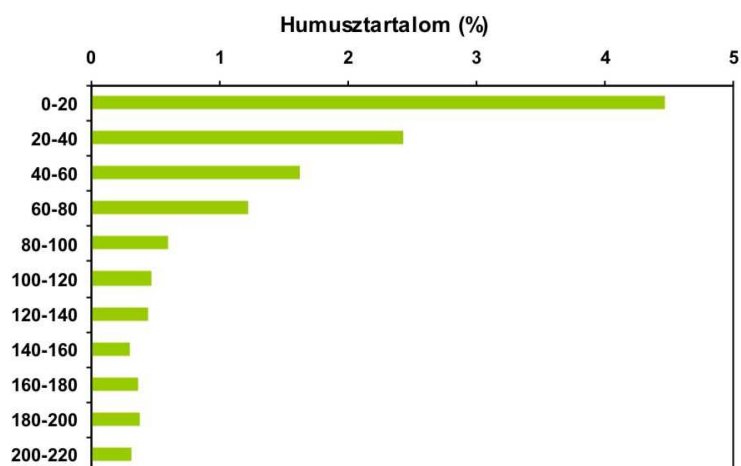


2. ábra: A mintaterület felmérése 1949-ben
 (Kreybig-féle átnézetes talajismereti térképsorozat 5462/4)



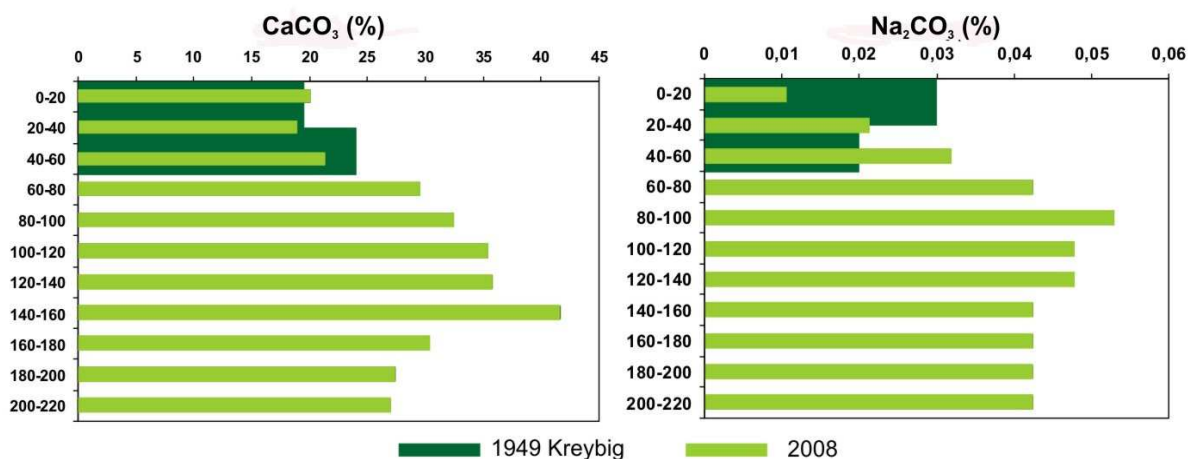
3. ábra: A sótartalom és a pH változása 1949 és 2008 között

A talajvízszint süllyedése következtében – ami jelenleg 6 méter alatt van – a vizsgált talajszelvényeken a víz hatása már nem érvényesül, de az egykori vízhatás nyomát a vaskiválások és rozsdafoltok jelzik. A feltalaj szerkezete szemcsés, morzsás, mindinkább hasonlít a réti csernozjomok megfelelő szintjéhez. Szervesanyag mérés 1949-ben nem történt, a 2008-as mérési eredmények jelentős humusz felhalmozódást jeleznek a felső 20-40 cm-ben (4. ábra).



4. ábra: A vizsgált szelvény humusztartalma a 2008-as mérések alapján

A CaCO_3 tartalom nem változott, a Na_2CO_3 tartalom pedig csökkent a talaj felső 20-30 cm-ében (5. ábra), mely a kilúgozódás és a sztyeppesedés folyamatával szintén magyarázható. A terepi megfigyelések és a mérési adatok arra engednek következtetni, hogy a talaj típusa jelenleg sztyeppesedő réti szolonyec.



5. ábra: A karbonát-tartalom változása a vizsgált talajszelvényen (1949-2008 között)

3.2. Növényzet

A Homokhátság peremén az elmúlt évek során számos helyen vizsgálták a lápi és szikes élőhelyek lokális és regionális mintázatát (Bíró et al. 2007, Deák 2006). Az élőhelymintázatok kialakulását - figyelembe véve az őket alkotó élőhelyek abiotikus igényeit - e kutatások a Duna-Tisza közti homokhát központi része felől az annak pereme felé haladó talajvízáramlásokkal magyarázták. A Dorozsma-Majsai-homokhátról leírt láprétfő-szikalj mintázat (Deák 2006) – a homokhátsági deflációs laposok, szélbarázdák lokális élőhelymintázata – időközben a Homokhátság más kistájaiból is előkerült. Ez a Homokhátság keleti részén a semlyékekben úgy jelentkezik, hogy a semlyékek északnyugati részén lápi, míg délkeleti részén szikes élőhelyek találhatók.



6. ábra: A mintaterület vegetációs térképe 2008-ban

Az Illancs homoki tája és a Bácskai-löszhát lösztájának határánál található vizsgált mintaterületen szintén egy a fenti zónához hasonló lokális vegetációmintázat jelenik meg. A terület mélyedéseiben azonosíthatók a szikes és lápi élőhelyek maradványai a deflációs mélyedésekben, de a talajvízszint-süllyedés következtében ezek sokszor homoki sztyepprétekbe alakultak át vagy a fenti élőhelytípusok sztyeppesedő változatai jelentek meg (6. ábra). A terület északi része felé haladva a lápi élőhelyek maradványai nagyobb gyakorisággal jelennek meg jelezvén, hogy az Illancs központi része felől érkező talajvizek jelentős hatást gyakorolhattak a terület vegetációmintázatára. A lápi jellegű élőhelyek a terület középső részének északi felén őrödtek meg leginkább magassásrétek és kiszáradó kékerjés láprétek formájában. A talajvízszint süllyedését jelzi a kékerjés rétek galagonyásodása is, valamint az, hogy a terület középső részén több helyen eltolódtak a vegetációs zónák: a kékerjés rétek helyét a deflációs mélyedésekben a homoki sztyepprétek vették át, míg a kékerjés a területet metsző csatornába húzódott le.

A szikes élőhelyeket a szikes rétek kiszáradt, sztyeppesedő, jellegtelenedő változatai képviselik már csak, amelyek leginkább a terület középső részének déli felén ismerhetők fel. Ezeket - a futóhomok-betemetésre utaló - nádképű csenkesz (*Festuca arundinacea*) és tarackos

típpan (*Agrostis stolonifera*) alkotja, de ezek arányát meghaladja a sztyeppesedésre utaló csomós ebír (*Dactylis glomerata*) és sovány csenkesz (*Festuca pseudovina*), de nagyobb arányban vannak jelen más homoki sztyeppréti fajok is, mint pl. a tövises iglice (*Ononis spinosa*). Egyrészt mellett van jelen a nádképző csenkeszes szikes rétek faja a sziki cickafark (*Achillea asplenifolia*) és a mezei cickafark (*Achillea collina*). E szikes rétek kilúgozódására utal a tarackbúza (*Agropyron repens*) és a karcsú perje (*Poa angustifolia*) nagyobb aránya. A terület legdélebbi és legészakabbi részén a korábbi szikes rétek teljesen homoki sztyepprétekké alakultak, így a szélbarázdákat is e sztyeppréti típus tölti ki, amelyekben a korábbi szikes fajkészlet nem őrződött meg.

4. Összefoglalás

Kutatásaink ráirányították a figyelmet arra, hogy a klímaváltozás a jól megfigyelhető közvetlen hatásain túl több olyan következménnyel is járhat, amire eddig kevés figyelem irányult. A csapadék mennyiségének csökkenése például a Duna-Tisza közén jelentős talajvízcsökkenést eredményezett, ami nemcsak jelentős károkat okoz a gazdálkodásban, de hatására jelentősen átalakulóban van a természetes vegetáció is. A hidrológiai hatásokra érzékeny talajok, mint pl. a szikesek jelentősen átalakulnak és ennek eredményeképpen a vegetációban is „kényszer-vándorlás” figyelhető meg.

A területen egyre kevesebben tudnak megélni a mezőgazdaságból, sok terület kerül ki évről évre a művelés alól. A termés mennyiségének és minőségének változása miatt a gazdák intenzívebb öntözésre kényszerülnek, amelyhez a vizet ugyanabból a vízbázisból emelik ki, amelynek kritikus csökkenése magát a problémát okozza, ezáltal még inkább táplálja azt az öngerjesztő folyamatot, ami a Homokhátság legmagasabb részén talán már visszafordíthatatlan.

5. Irodalomjegyzék

- AGROTOPO 1987: Agrotopográfiai térképsorozat 25. térképszelvény, MÉM Földügyi és Térképészeti Hivatal
- Biró M. – Révész A. – Molnár Zs. – Horváth F. 2007: Regional habitat pattern of the Danube-Tisza Interfluvium in Hungary I. – The landscape structure and habitat pattern; the fen and alkali vegetation. Acta Botanica Hungarica 49: 3-4. pp. 267-303
- Deák J. Á. 2006: Morfológia-talaj-növényzet kapcsolatának mintázat-vizsgálata a Dorozsma-Majsai-homokháton. Táj, környezet és társadalom - Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék - SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged. pp. 123-131.
- Iványosi Szabó A. 1994: A Duna-Tisza közti hátságon bekövetkezett talajvízszint-süllyedés hatása a természetvédelmi területekre – In: Pálfi I. (szerk.): A Duna-Tisza köze vízgazdálkodási problémái. pp. 77-85.
- Kovács F. 2006. A biotermelés-mennyiség regionális változásainak vizsgálata a Duna-Tisza közén műholdfelvételek alapján. In: Kiss A.–Mezősi G.–Sümeghy Z. (szerk.) Táj, környezet és társadalom. Ünnepi Tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére pp. 413-425
- Pálfi I. 1994 (szerk.): A Duna-Tisza köze vízgazdálkodási problémái – A Nagyalföld Alapítvány Kötetei 3. Békéscsaba. p.126
- Rakonczai J.-Bódis K. 2001: A geoinformatika alkalmazása a környezeti változások kvantitatív értékelésében. A földrajz eredményei az új évezred küszöbén –Magyar Földrajzi Konferencia p. 19 Szeged, ISBN 963482544-3
- Rakonczai, J.- 2006: Klímaváltozás-Aridifikáció-Változó Tájak In.: Kiss A.–Mezősi G.–Sümeghy Z. (szerk.) Táj, környezet és társadalom. Ünnepi Tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére. pp. 593-603.
- Rakonczai J.- Bozsó G.- Margóczy K.- Barna Gy.- Pál-Molnár E. 2008: Modification of salt affected soils and their vegetation under the influence of climate change at the steppe of Szabadkígyós (Hungary). Cereal Research Communications 36 pp. 2047-2050

Vizes élőhelyek a Duna-Tisza köze déli részén, egy kiskunhalasi mintaterület példáján

Varga Ádám

*Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C
advarg@gmail.com*

1. Bevezetés, célkitűzések

A Kiskunság tájképéhez elsősorban a homokot szokták hozzákapcsolni, azonban a víz – egykor – szintén a táj fontos elemét alkotta. Annak ellenére, hogy a Homokhátság a környező árterekből magasra kiemelt hordalékkúp, a homokbuckák közötti mélyedések jelentős teret biztosítottak a vizenyős területek kialakulásának. Mára ezek a tavak, mocsarak, lápok nagyrészt eltűntek, ennek okaként a lecsapolásokat és az utóbbi évtizedek száraz időjárását szokták említeni.

Kutatási témám az egykori vizenyős területek tájtörténeti és tájökológiai vizsgálatát, valamint a máig fennmaradt mocsaras, lápos tájfoltok komplex környezeti vizsgálatát foglalja magában. Kutatási területemnek a Duna-Tisza köze déli részén elszórtan elhelyezkedő vizes élőhelyfoltokat választottam, ezek közül elsőként a Kiskunhalas mellett elhelyezkedő egykori Halas-tó utolsó maradványa, a Fejetéki-mocsár területét vizsgáltam.

Kutatóaim eredményeként szeretném bemutatni, hogyan változtatták meg a táj képét a lecsapolások, illetve milyen mértékű kiszáradást okozott a száraz időjárás. Mindkét téma régóta és sokoldalúan vizsgált, pl. a lecsapolások témakörében Dömsödi J. (1999), a Duna-Tisza köze aridifikációjával kapcsolatosan Kertész Á. et al. (2001), Keveiné Bárány I. (1993), Major P. – Neppel F. (1988), Pálfai I. (1995) munkái emelhetők ki jelen dolgozat szempontjából.

További cél a máig fennmaradt vizenyős élőhelyfoltok komplex jellemzése, különös tekintettel vegetációviszonyaikra. Ezek az élőhelyek degradációjuk ellenére is őrzik nagy diverzitásukat és sajátos élővilágukat.

Távlati célkitűzés további vizes élőhelyek összehasonlító vizsgálatával elemezni a táji változások hatását a tájfoltok jelenlegi állapotára. A későbbiekben Kelebia-Mórahalom-Ásotthalom térségében, a tervezett Körös-éri Tájvédelmi Körzet területén elszórtan elhelyezkedő vizenyős tájfoltokat kívánom vizsgálni.

Kutatási témám hosszabb időtávja az időbeni vizsgálatok szempontjából tágabb teret biztosít. Ez főképp a növényzeti vizsgálatok szempontjából kedvező: az egyes évek időjárási eltérései következtében ezen élőhelyek vegetációja évről évre egymástól eltérő képet mutathat. Ennek megfelelően több vegetációs periódusra kiterjedő vizsgálatokkal a kapott eredmények jóval megbízhatóbbnak tekinthetők.

A későbbiekben az elkészített élőhely-térképek tájszerkezeti és tájökológiai vizsgálatok alapjául is szolgálhatnak. A tájmetriai mutatók (tájindexek) (pl. a folt-sűrűség- és szegély-sűrűség mutató, Shannon-féle diverzitás-index, a szomszédsági kapcsolatok, a tájökológiai folyosók, a foltok kerület-terület arányának, stb...) (Csorba P. 2007, Szabó M. 2006) jövőbeni tervezett vizsgálata a tájvédelem egyik aktuális kérdéskörét érinti, aminek az erősen fragmentált vizes élőhely-foltok esetében különösen nagy jelentősége lehet.

Az élőhely-mintázat kialakulásáért felelős releváns környezeti tényezők a vizes élőhelyeken a talajadottságok (talajvíz mélysége, a talaj textúrája és struktúrája) és a geomorfológiai viszonyok. A talajvízmélység, mint háttérminőázat szerepét a talajvízmélység-térkép és az élőhely-térkép fedvény elemzése alapján kívánom elemezni és értékelni. Célként tűzöm ki továbbá az egyes élőhely-típusok és a jellemző talajvízmélység, valamint a talaj textúrája közötti kapcsolatok meghatározását is. A táj múltjának és jelenének ismeretében következtetni lehet a táj jövőjére, a lehetséges jövőbeni táji változásokra. A kutatás időszerűségéhez hozzájárul, hogy a későbbiekben vizsgálni kívánt területen, a Duna-Tisza köze déli részén létre kívánják hozni a Körös-éri Tájvédelmi Körzetet, melynek egyik fő célja a kutatási terület vizes élőhely-maradványainak megóvása.

2. Módszerek

Kutatásom két nagy részre bontható:

- *a tájhasznosítás változásainak vizsgálata*
- *a fennmaradt vizes élőhelyek mai felszínborításának és vegetációjának részletes vizsgálata*

A két téma eltérő típusú vizsgálatot tesz szükségessé. A felszínborítás vizsgálatához topográfiai térképek (régi katonai felmérések térképei ill. újabb térképek), esetleg légifényképek elemzése, valamint helytörténeti források megismerése szükséges. A fennmaradt vizes élőhelyek részletesebb vizsgálatához nagyobb méretarányú (minimum 1:10.000) térképek, légifényképek elemzése mellett elsősorban helyszíni vizsgálatok szükségesek.

A tájhasznosítás változásainak vizsgálata Kiskunhalas térségében

A tájhasznosítás változásainak nyomon követése főképp térinformatikai módszerekkel, a meglévő térképek és légifényképek digitális feldolgozásával történt. Emellett a terület tájtörténetét írott forrásokban (helytörténeti monográfiákban) is próbáltam nyomon követni. Az utóbbi évtizedek változásairól helyi lakosoktól is igyekeztem információkat szerezni.

A vízfelület csökkenése nagymértékű volt, elsősorban ennek számszerűsítését szolgálta a vizsgálat. Ehhez az első és második katonai felmérés térképeit, 1:10.000 méretarányú EOY, 1:25.000 méretarányú GK térképeket, valamint légifényképeket használtam fel.

Valamennyi térképen elkülönítettem a következő nagyobb csoportokat:

-szabad vízfelület, vizenyős terület (ezek elkülönítése az egyes térképeken megtevesztő lehet, hisz a Halas-tó esetében a pillanatnyi vízszintmagasságtól függött – pl. a 2. katonai felmérés valószínűsíthetően egy igen csapadékos időszakot rögzített)

-gyep (a térképeken egyértelműen elkülöníthető a vizenyős területektől, a légifényképeken nem mindig)

-település (a légifényképeken lehatárolása némileg szubjektív)

-szőlő (napjainkig a környező terület tájképének meghatározó tényezője)

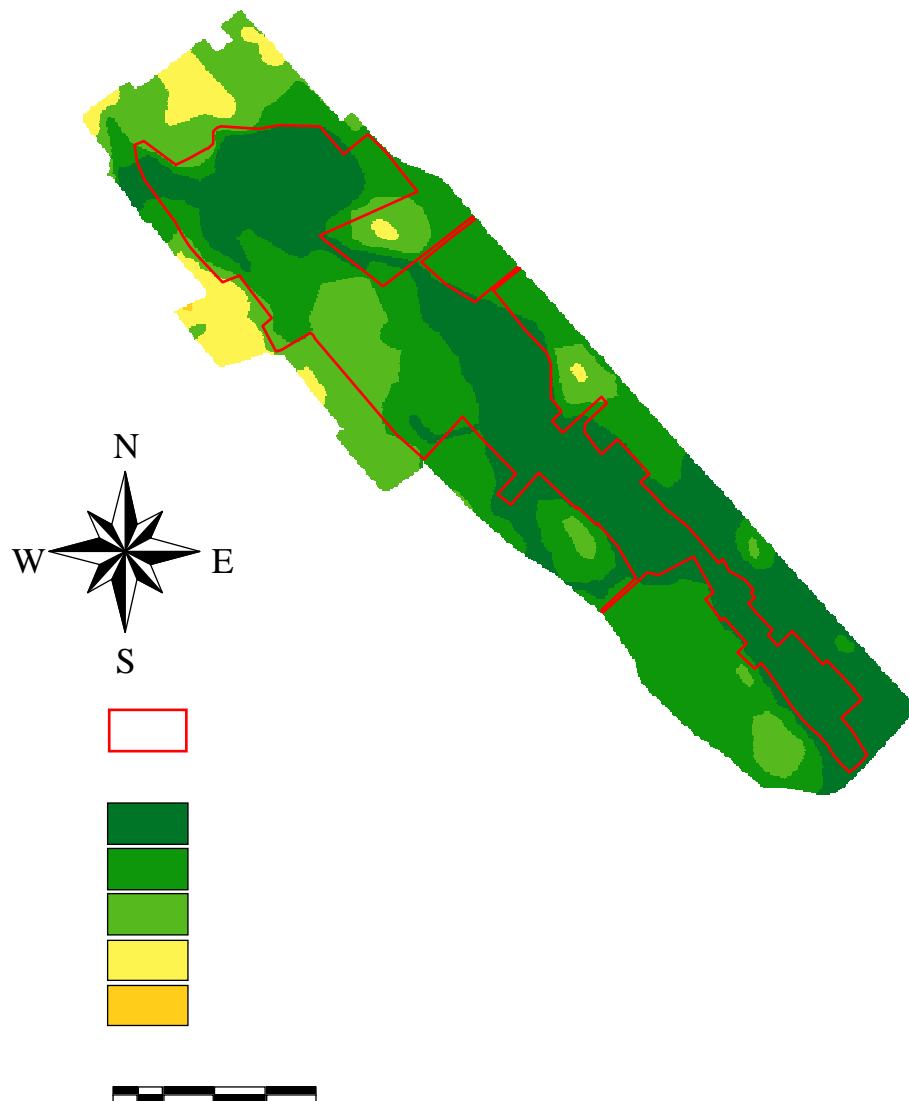
-egyéb (szántó, erdő, gyümölcsös, egyéb).

A Fejeték mai természeti viszonyainak részletes vizsgálata

Tanulmányomnak ez a része elsősorban terepi vizsgálatokon alapul. Saját vizsgálataim mellett Horváth A. (2006) eredményeit is fel tudtam használni. A növényzeti felmérés eredményeként élőhelytérképet készítettem a területről. Az egyes élőhelyfoltok növényzetét igyekeztem minél pontosabban meghatározni, ez a valamennyi foltra elkészített fajlista szolgált a további elemzések alapjául. A növényfajok meghatározása Simon T. (2000) alapján történt, az élőhelyek lehatárolásakor az Általános Nemzeti Élőhely-osztályozási Rendszer (Á-

NÉR) kategorizálását vettem alapul [Fekete G. et al. 1997]]. Az élőhelyfoltok növényfajainak természetességi, és ökológiai jellemzőit Borhidi A. (1993) alapján határoztam meg.

Mivel a terület lejtése a térképek szerint minimális, a talajvízszint és a tengerszint feletti magasság erősen korrelálhat. Ebből következően a növekvő tszf. magasság csökkenő vízhatással, ezért változó növénytársulásokkal járhat együtt. Ennek alátámasztására az 1990-es EOVS térkép alapján elkészítettem a terület domborzatmodelljét (1. ábra).



1. ábra: A Fejeték domborzati viszonyai

3. Eredmények

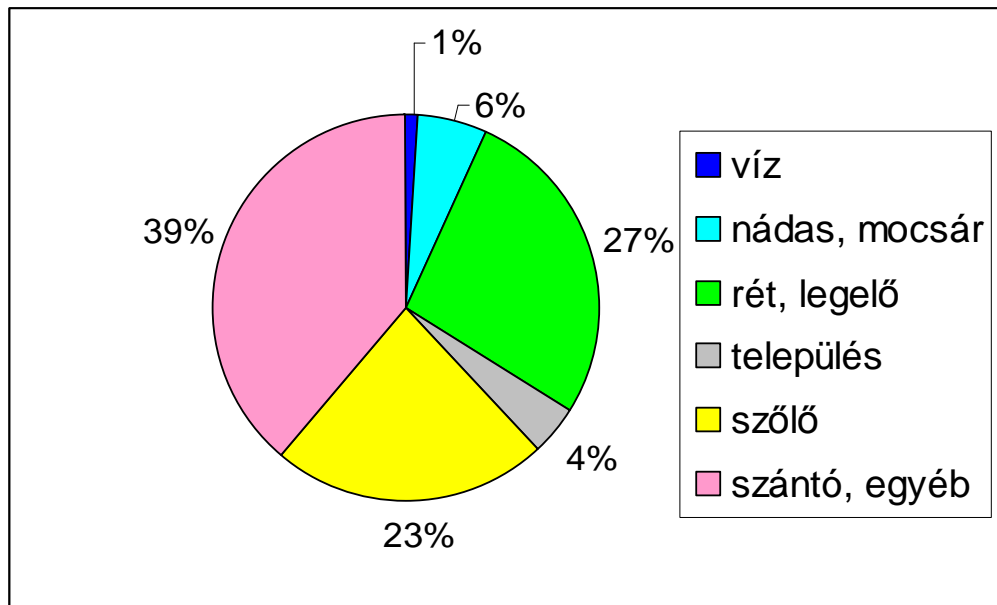
I. A tájkép változásainak elemzése

Kiskunhalas területe valószínűsíthetően már az őskorban is lakott volt. Az Árpád-korban a terület Bodrog vármegye északi peremvidékéhez tartozott, az ebben a korban itt álló településekről írásos források nincsenek.

A helyenként nyílt víztükrű tavakkal váltakozó, mocsaras, nádas területekkel övezett szárazulaton alakult ki a középkori Halas. A Halas-tótól keletre fekvő településből két híd (Felső-híd és Alsó-híd) vezetett át a mocsáron a szőlőkhöz. A leírások szerint a környéken fának „híre-hamva sincs”, a terület nagy részét futóhomok által felpúpozott dombok fedik (Szakály F. 2002).

A tóban több sziget volt, pl.: Alsó-sziget (később Natkai-sziget), Felső-sziget, Körtefás-sziget. A tó nedves időszakokban „halban bővelkedett”, a nádasokat pedig a házak tetejének fedésére használták. A Halast három oldalról övező mocsarak egykor jelentős védelmi funkciót tölthettek be, a városmag tulajdonképpen egy félszigeten feküdt. A félsziget kijáratát északon a Kis-tó, délen az ún. Bárányfok betüremkedő öble szűkítette le (Szalai S. 2005).

Az 1780-as években, II. József uralkodása alatt került sor a Birodalom feltérképezésére. A térkép elemzése alapján Kiskunhalas és környéke tájhasznosítási típusainak arányát a 2. ábra mutatja be.



2. ábra: A Halas-tó és környéke tájhasznosítása a XVIII. században (1783-84)

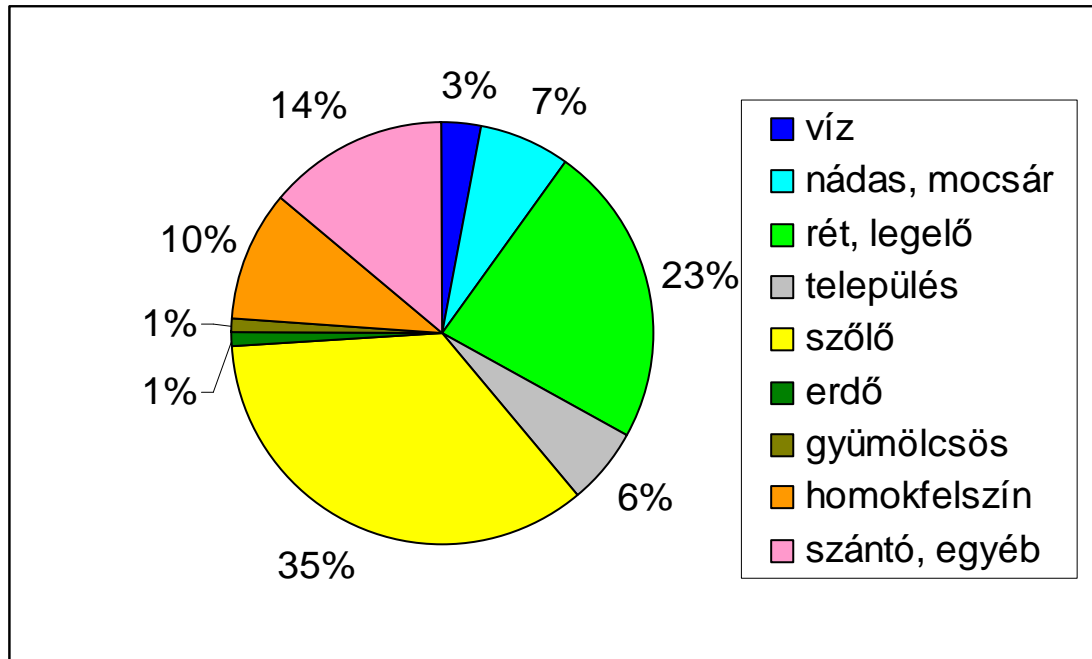
Feltűnő a szőlők nagy aránya, ennek oka, hogy a térkép egységesen szőlőnek jelöli a várostól nyugatra elterülő területet. A leírások szerint már ekkor is veteményesek, szántók, gyümölcsösök tagolhatták a szőlőültetvényeket, lakóházak azonban ekkor még nem voltak a területen. A település kiterjedése ekkor még igen kicsi, csak a mocsártól keletre húzódik.

A mai Természetvédelmi Terület helyén a térkép nagyrészt rét-, legelőterületet jelez. Csak a déli részén található mocsár, vagyis a kép nagyjából megegyezik a maival. Nyugatról már ekkor is szőlőterület övezi, helyenként a védett terület határán belül is szőlőt jelez a térkép. Keletről és északról azonban ekkor még érintetlen gyepterület határolja.

A XVIII. század második felétől a város gyors növekedésnek indult, jelentősen nőtt a beépített terület nagysága. 1800-ra létrejött egy új városrész a Bárányfoktól délre. Ugyanakkor a Bárányfok területét leválasztották a Halas-tóról, már csak egy keskeny

csatornán át állt összeköttetésben vele. A tó feltöltésének kezdetei tehát erre az időszakra tehetők – ezt segítette az 1790-es évek tartósan száraz időjárása is. Az 1820-as évektől a belterület növekedése lelassult, ugyanakkor egyre nagyobb számú népesség élt tanyákon (Szalai S. 2005.).

Az 1800-as évek második felében (1861-1866.) került sor a terület újabb feltérképezésére, az ún. franciskánus katonai felmérés részeként. A második katonai felmérés időszakának tájhasználatát mutatja be a 3. ábra.



3. ábra: A Halas-tó és környéke tájhasznosítása a XIX. században (1861-66)

Az 1. katonai felméréshez viszonyítva a legfőbb változás a szőlőterületek kiterjedésének nagyarányú növekedése (23%-ról 36%-ra). A vizes élőhelyek (víz, nádas, mocsár) összességében nagyobb területet foglalnak el, főképp a rét-legelő terület „rovására”. Ennek az lehet a magyarázata, hogy a terület felmérése egy nedvesebb időszakban zajlott (pl. tavasszal), amikor a belvizek is hozzájárultak a vizes élőhelyek területnövekedéséhez.

A mai Természetvédelmi Terület helyén az 1. katonai felméréshez hasonlóan rétek és legelők találhatók. A mocsarak csak a déli részén, igen keskeny sávban jelennek meg. Összességében elmondható, hogy a területet ekkorra már keletről és nyugatról kultúrtájak veszik körbe, azonban északi részét még természetesnek tűnő gyepek övezik.

A szőlőterület növekedési üteme a XIX. század végén tovább gyorsult. A filoxérával szemben immunis homoktalaj nagy előnyt jelentett a térség számára. Az új telepítések során nagyobb, különálló szőlőföldek, illetve gyümölcsösök kialakítására került sor (Simon A. 2005).

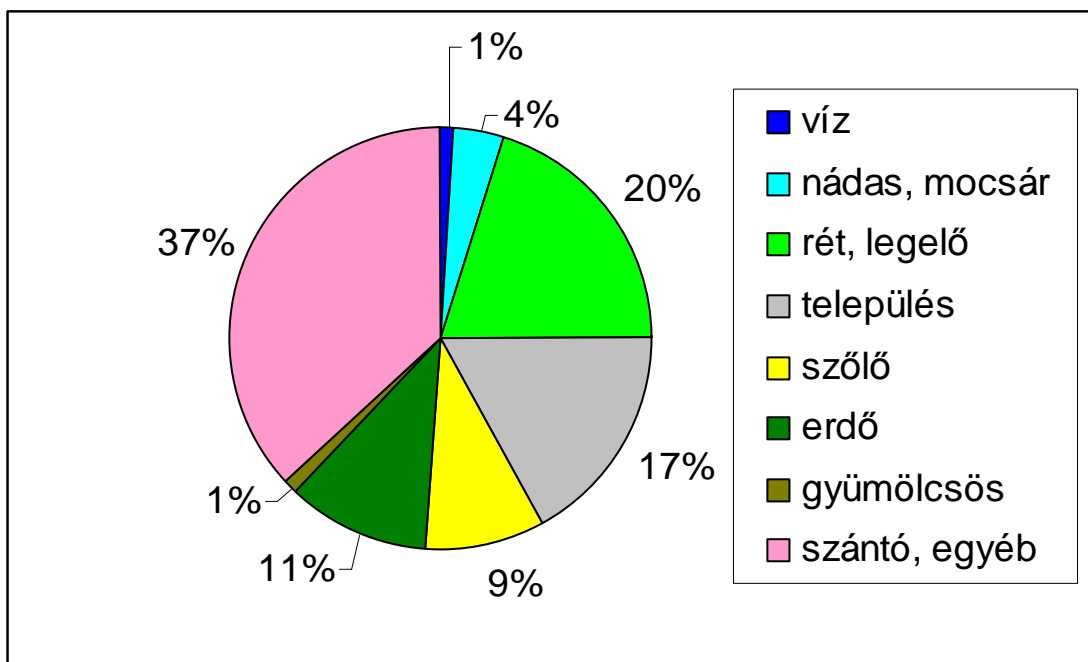
A város fejlődését nagyban segítette a Halast érintő Budapest-Zimony vasútvonal megnyitása (1881), a település néhány évtized alatt vasúti csomóponttá vált. Az I. világháború után Halas a trianoni határ közelébe került, ezáltal a Délvidékről beáramló magyarok egyik célpontjává vált. A város főképp keleti irányba terjeszkedett, ugyanakkor megjelentek az első épületek a Halas-tó nyugati partján is. Kiskunhalas kiterjedése ezt követően az 1970-es évekig már nem változott jelentősen (Szalai S. 2005.).

Az 1950-es évek jelentős változást hoztak a vizsgált terület tájképében: a Dongéri-főcsatorna megépülésével néhány év alatt szinte nyom nélkül eltűnt a Halas-tó területének nagy része. A lecsapolás okaként főként az 1940-es években a vadvizek által okozott jelentős károkat hozták fel. Valószínű, hogy a tó lecsapolása inkább az ekkor országos szintet öltő mocsár- és láplecsapolásokhoz köthető (Dömsödi J. 1999), és csak kevésbé magyarázható helyi okokkal.

A lecsapolás kezdetének jellemző tájképéről Horváth A. 1953-as cikke ad információt. Horváth A. a cikk alapjául szolgáló vizsgálatokat 1949. tavaszától őszéig végezte a Halas-tó területén. A leírás alapján a terület már ekkor is erősen kiszáradóban volt, a Dongéri-csatorna építése mellett ennek időjárási okai is lehettek. A lecsapolást szükségessé tevő 1940-es évek eleji csapadékos periódus hatása a leírás alapján 1949-ben már nem érzékelhető.

A Halas-tó lecsapolása hosszabb idő alatt ment végbe, a Dongéri-főcsatorna és a hozzá kapcsolódó csatornák rendszerének kialakítása éveket vett igénybe. A lecsapolás során először a nyílt vízfelületek tűntek el, helyüket a nádasok vették át. Később ezek helyén legelőket, majd a további kiszáradásnak köszönhetően szántókat alakítottak ki. Végül a városközei területeit feltöltve fokozatosan beépítették (Vida M. 1992).

Kiskunhalas és környéke tájhasznosítási típusainak arányát egy 1990-ben készült topográfiai térkép elemzése alapján a 4. ábra mutatja be.



4. ábra: A Halas-tó és környéke tájhasznosítása a XX. század végén (1990)

A vizes élőhelyek 1990-re csak fragmentáltan, kisebb foltokban találhatók meg, az összefüggő, nagy nádasok jórészt eltűntek.

A lakott terület kiterjedése a XX. század második felében gyors növekedésnek indult, Új városrész alakult ki az egykori Halas-tó nyugati oldalán, valamint az egykori tómeder középső részén.

A XX. század egyik legjelentősebb tájképi változása a telepített erdőültetvények elterjedése. Az erdők azonban nagyrészt tájidegen akácból és fenyőfajokból, valamint nyárakból állnak.

II. A Fejeték vizsgálatának eredményei

A Fejeték területének védetté nyilvánítására először Hajnal K. (1985) tett javaslatot. A védetté nyilvánítás folyamata éveken át húzódott, a Kiskunhalas-Fejetéki Mocsár Természetvédelmi Terület csak 1992-ben jött létre. Az ezt kihirdető miniszteri rendelet szerint „a védetté nyilvánítás célja a hajdan kiterjedt kiskunsági mocsarak egyik utolsó maradványának fenntartása, különleges élővilágának megőrzése. A természetvédelmi terület őrzésével, fenntartásával és bemutatásával járó természetvédelmi kezelési feladatok ellátása a Kiskunsági Nemzeti Park Igazgatóság feladata” (Vida M. 1992, 32p.).

A Fejeték növényfajai

A Fejeték elsősorban sajátos növényvilágának köszönheti természetvédelmi értékét, a területtel foglalkozó korábbi vizsgálatok is főként erre koncentráltak.

A Fejeték területe máig számos értékes és különleges növényfajunk élőhelye, azonban az utóbbi évtizedekben azonban több ilyen faj is valószínűsíthetően eltűnt a területről (1. táblázat).

<i>Adenophora liliifolia</i>	<i>Epipactis palustris</i>	<i>Leucjum aestivum</i>	<i>Plantago maxima</i>
<u>Agrostemma githago</u>	<i>Equisetum variegatum</i>	<i>Listera ovata</i>	<i>Ranunculus lingua</i>
<i>Anacamptis pyramidalis</i>	<i>Eriophorum latifolium</i>	<i>Menyanthes trifoliata</i>	<i>Ranunculus polyphyllus</i>
<u>Blackstonia acuminata</u>	<u>Gentiana pneumonanthe</u>	<i>Nymphaea alba</i>	<i>Salvinia natans</i>
<u>Carex appropinquata</u>	<u>Gymnadenia conopea</u>	<i>Ophrys sphegodes</i>	<i>Senecio paludosus</i>
<u>Centaurea sadleriana</u>	<i>Hottonia palustris</i>	<i>Orchis coriophora</i>	<u>Stipa borysthenica</u>
<i>Cicuta virosa</i>	<i>Iris sibirica</i>	<u>Orchis laxiflora ssp. palustris</u>	<i>Thelypteris palustris</i>
<i>Cirsium brachycephalum</i>	<u>Iris spuria</u>	<i>Orchis militaris</i>	<i>Urtica kioviensis</i>
<i>Dactylorhiza incarnata</i>	<u>Koeleria javorkae</u>	<i>Parnassia palustris</i>	<i>Veratrum album</i>
<u>Dianthus superbus</u>	<i>Lathyrus palustris</i>	<i>Pedicularis palustris</i>	<i>Wolffia arrhiza</i>

1. táblázat: A Fejeték védett növényfajai (Horváth A. 2006 adatai alapján)

A védett fajok közül 15 már Tölgyesi I. (2001) listáján is eltűntként szerepel, és Horváth A. (2006) sem tudta megerősíteni a növény előfordulását, a táblázatban ezt a 15 fajt dőlt betűvel jelöltem. Sajnos, közöttük található a terület két fokozottan védett faja, a pókbangó (*Ophrys sphegodes*) és az óriás útifű (*Plantago maxima*) is. További 14 védett növényfaj a 2006-os felméréskor nem került elő a területről, ezeket normál betűtípussal jelöltem. A 2006-ban (is) leírt 11 védett fajt félkövér betűtípussal kiemeltem, 3 védett faj előfordulását Horváth A. (2006) említi először, ezeket aláhúzással is jelöltem

A Fejeték élőhelyei

A Fejeték területének növényzeti felmérésekor összesen 17, a terepen jól elkülöníthető élőhelyfoltot határoztam meg, ezeket 9 élőhelytípusba soroltam be (5. ábra).

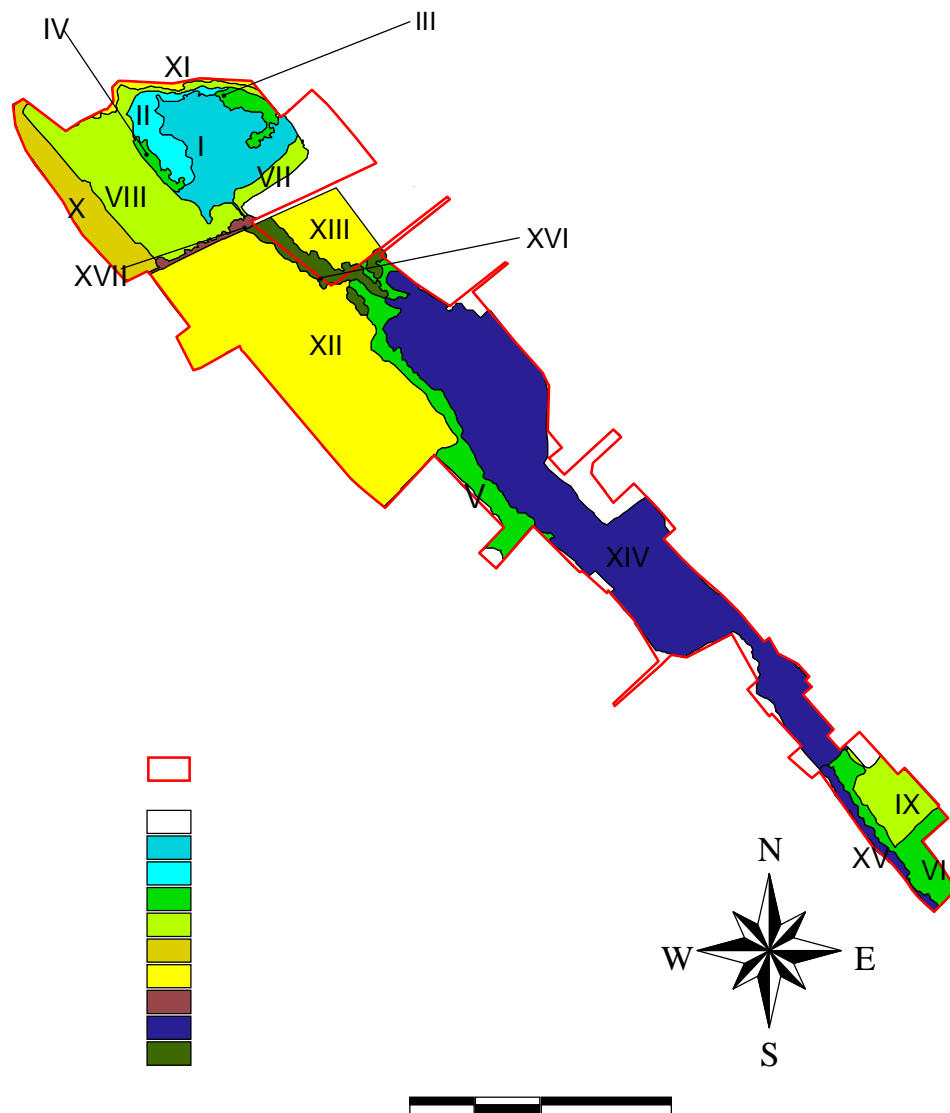
A területről készült domborzatmodell (1. ábra) és az 5. ábra összehasonlításával megállapítható, hogy az egyes élőhelyek többé-kevésbé köthetők az egyes magassági zónákhoz: a nádasok és a láperdők a legmélyebb, kb. 126 m tszf. magasságú térszíneken; a zsombékosok, magassásosok az előbbi két élőhely peremén, 127 m tszf. magasság alatt; a láp- és mocsárrétek, valamint a ligeterdők 127-128 m között; a szárazgyepek az ennél magasabban fekvő területeken jellemzők.

Az élőhelyfoltok fajainak természetességi és ökológiai értékszámait Borhidi A. (1993) alapján határoztam meg.

Az alábbi élőhelytípusokat és élőhelyfoltokat különítettem el a területen:

Nádasok (I. folt); Zsombékosok (II. folt); Magassárrétek (III., IV., V., VI. folt); Láprétek, mocsárrétek (VII., VIII., IX. folt); Sztyeppesedett láprét, mocsárrét (X. folt);

Szárazgyepek (XI., XII., XIII. folt); Degradált szárazgyep (XVII. folt, úmentí taposott élőhely); Láperdők (XIV., XV. folt); Kőrí-, nyárligetek (XVI. folt).

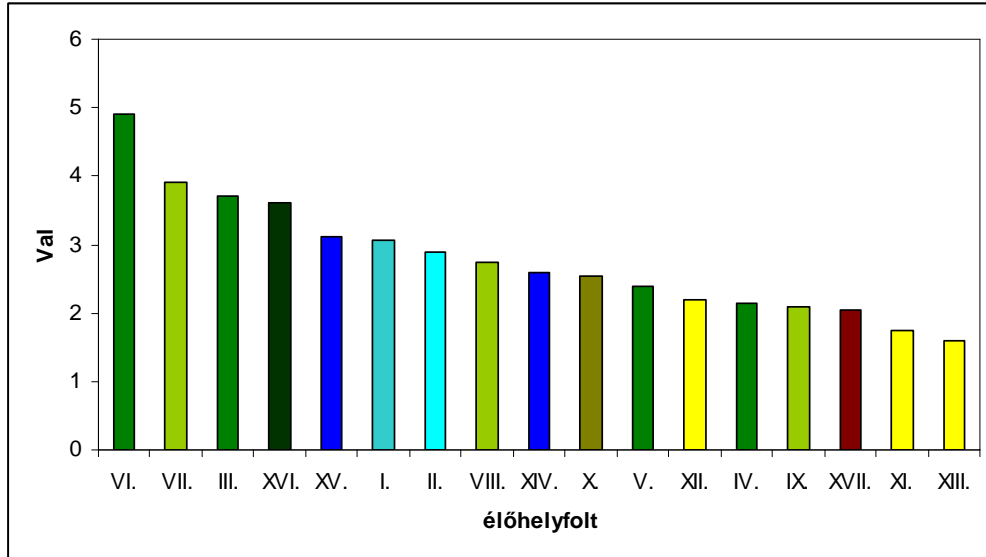


5. ábra: A Fejerték élőhelytérképe
 (Horváth A. 2006 felhasználásával saját ábra)

Az élőhelyek ökológiai mutatóinak összehasonlítása

Természetességi értékek (Val):

Az egyes élőhelyfoltok átlagos természetességi értékei a 6. ábrán láthatók.

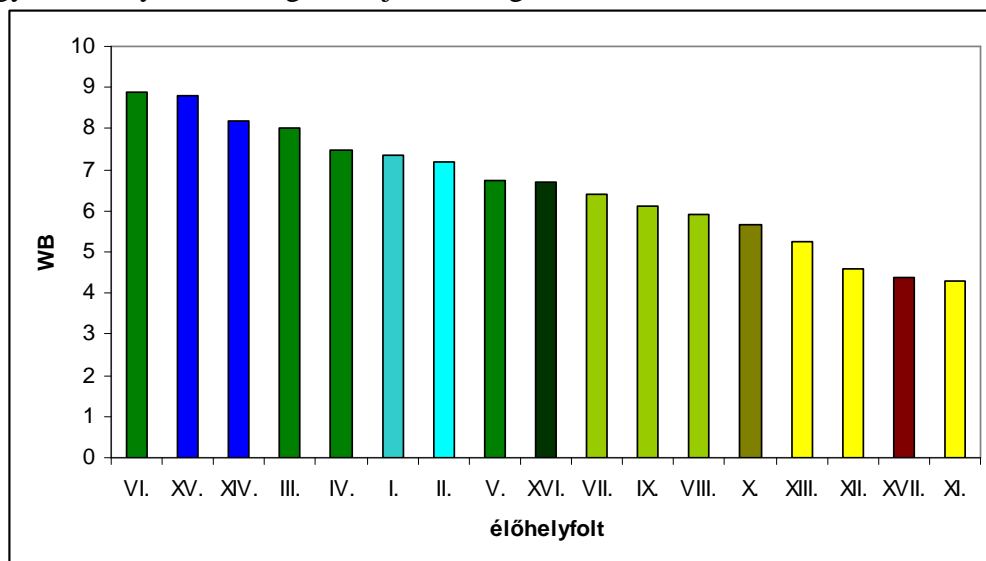


6. ábra: A Fejeték élőhelyeinek természetességi értékei

A legmagasabb átlagértékekkel a déli és az északkeleti részen elhelyezkedő magassásosok, valamint az északkeleti rész kiszáradó láprétje rendelkeznek. Általánosságban elmondható, hogy a kisebb területű és kisebb fajszerű élőhelyfoltok értékei a legmagasabbak. A nagyobb kiterjedésű élőhelyeken több olyan növényfaj is előfordul, amely „lerontja” a természetességi értéket. A szárazabb élőhelyek degradált állapotát jelzi, hogy ezek bírnak a legalacsonyabb természetességi értékekkel.

Talajnedvesség indikátor értékek (WB):

Az egyes élőhelyfoltok átlagos talajnedvesség-értékei a 7. ábrán láthatók



7. ábra: A Fejeték élőhelyeinek talajnedvesség-értékei

A diagram jól kirajzolja, hogy az egyes élőhelytípusok a vízviszonyoknak megfelelően alakultak ki. A legnedvesebbek a láperdők, majd a magassásosok, nádas, zombékos élőhelyek következnek. A VI. élőhelyfolt (magassásrét) magas értékének oka, hogy területére az igen magas vízállás jellemző; emellett vizes élőhelyek (láperdő, mocsárrét) határolják, így még a szegélyein sem jelenhetnek meg a száraz élőhelyekre jellemző fajok. A legnedvesebb élőhelynek tűnő láperdők közvetlenül határosak szárazabb területekkel is, ennek következménye, hogy értékeik némileg alacsonyabbak. A csökkenő vízhatást jól tükrözi a ligeterdők, láprétek-mocsárrétek, szárazgyepek szabályosan egymást követő elhelyezkedése a diagramon.

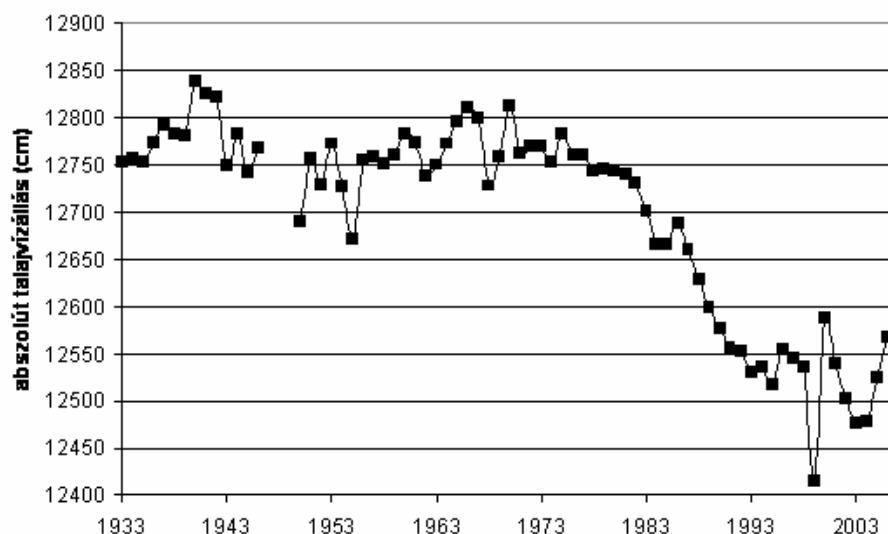
A kiszáradás okai

„Természetes” ok: aridifikáció a Duna-Tisza-közén

A Halas-tó eltűnése, valamint a Fejeték kiszáradásának nyilvánvaló oka a lecsapolás. A Fejeték esetében azonban az 1980-as-1990-es években nagymértékű szárazodás zajlott, amelyet már nem lehet az ekkorra eliszapolódott vízvezető csatorna tevékenységének tulajdonítani. Ez az időszak az egész Duna-Tisza-közén jelentős szárazodást és talajvízszint-csökkenést hozott, ezeket a jelenségeket sokoldalú vizsgálatok próbálták magyarázni.

Főként a belvízrendezést, a csatornák talajvíz-elszívó hatását, az 1971-től fokozatosan kialakuló csapadékhányt, valamint a helyenként igen nagy méreteket öltő rétegvíz-kiemeléseket tartották a csökkenés fő okainak. Egyes vélemények szerint a szénhidrogén-kitermelés is az okok között szerepelhet, ez az elmélet azonban nem vált elfogadottá (Pálfai I. 1995). Az erdőterületek hatását elemzi Major P.-Neppel F. (1988), s rámutatnak, hogy az erdők nagyobb mértékű evapotranspirációja miatt a beszivárgás lényegesen alacsonyabb, vagyis csökken a talajvíz utánpótlása. Keveiné Bárány I. (1993) arra hívja fel a figyelmet, hogy a változások a terület növényzetét is átalakíthatják: gyorsan terjedhetnek a gyeptársulások, valamint egyes sarjval szaporodó fajok (pl. fehér nyár). Kertész Á.-Papp S.-Sántha A. (2001) is megemlíti, hogy a talajvízszint-süllyedés hatására megváltozhat egyes növényfajok aránya (a mélyebb gyökérzetű fajok „előnybe kerülhetnek” a sekélyebb gyökérzetűekkel szemben). A talajvízszint átlagosan 2-4 m-t süllyedt ezekben az évtizedekben. A belterületeken általában mérsékeltabb volt a csökkenés, különösen, ha a szennyvizet helyben szikkasztották el – ilyenkor akár vízállás-növekedés is bekövetkezhetett. A rétegvizek csökkenése még nagyobb mértékű volt, helyenként a 20 m-t is elérte (Pálfai I. 1995).

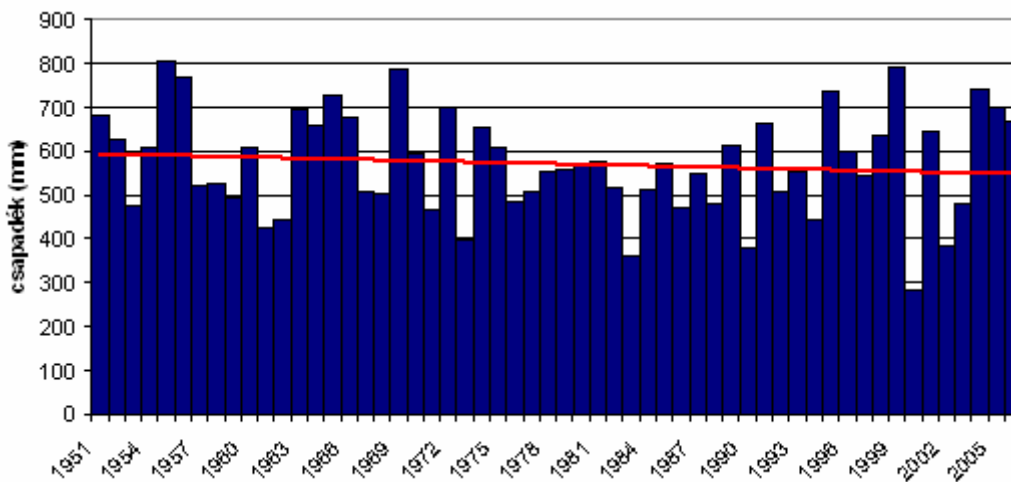
Kiskunhalas talajvízszintjének változásáról kisebb megszakításokkal 1933-tól vannak mért adatok, ezek alapján készült a 8. ábra.



8. ábra: Az évi közepes talajvízállás változása Kiskunhalason 1933-2006 (adatforrás: VITUKI)

Az adatsorból kitűnik, hogy a talajvízszint kb. 2 m-t csökkent 1933-2006 között, a csökkenés pedig főként az 1970-es-1980-as években zajlott. Látható az is, hogy az utóbbi 10 évben igen nagyok az egyes évek közötti ingadozások.

A talajvízállás csökkenése tehát jól illeszkedik a Duna-Tisza köze általános szárazodásának időszakához. Ez a szárazodás a leírások szerint nagymértékben klimatikus okokra vezethető vissza – ezt azonban a Kiskunhalashoz közeli Kunfehértó csapadékmennyiségének adatsora nem támasztja alá (9. ábra).



9. ábra: Az éves csapadékösszeg Kunfehértó mérőállomáson 1951-2006 (VITUKI adatok alapján)

Eszerint a vizsgált időszakban csak kisebb mértékű csökkenő trend figyelhető meg a csapadék-adatsorban, inkább csak az egyes évek közötti eltérések nőttek meg az 1990-es években. A csapadék-adatsor tehát az utóbbi évek erős talajvízszint-ingadozását (és ezzel együtt a Fejeték szélsőséges vízmennyiség-változásait) jól magyarázza – a korábbi, nagyarányú csökkenését azonban nem. Figyelembe kell venni, hogy Kunfehértó mintegy 10 km-re helyezkedik el a Fejeték területétől – ez a távolság azonban nem valószínű, hogy jelentős eltérést okozna a csapadékmennyiségben.

A Dongéri-főcsatorna hatása

A vízelvezetés hatása a Fejeték mai állapotára nehezen határozható meg. Az 1950-1960-as években a vízelvezető csatorna hatása nyilvánvaló, azonban a csatorna feliszapolódását követően a felszínen nem távozhat el a Fejeték vize. A csatornázás ugyanakkor jelentős mértékben csökkentheti a környező területek talajvízszintjét is, a felszín alatt jelentős mértékű víz áramolhat el.

A Dongéri-főcsatornát az 1940-es évek végén kezdték el építeni, építésének elsődleges célja a Halas-tó lecsapolása volt. A csatornának először az északi, azaz a Fejetékhez közelebb eső része épült meg, a Halas-tó déli részét csak az 1950-es évek második felére érte el. Nem csak a Fejeték vizét levezető árok töltődött fel gyorsan; a főcsatorna feliszapolódása miatt az 1980-as években zagytározókat kellett létesíteni.

A vízelvezetés vízszintcsökkentő hatására sajnos csak közvetett adatokból lehet következtetni. Egy 1964-es légifényképen jól látható, hogy a Fejeték területe a mainál jóval szárazabb – pedig ezt sem a talajvízállás-, sem a csapadék-adatsor nem indokolná. Pálfi I.

(1995) megemlíti, hogy Kiskunhalason a helyben elszikkasztott szennyvizek miatt nem csökkent jelentős mértékben a talajvízszint – lehetséges, hogy ez a hatás ellensúlyozta egy ideig a lecsapolás következményeit.

A Természetvédelmi Terület fennmaradását veszélyeztető tényezők

„Természetes” változások

A Fejeték fennmaradását több tényező is veszélyeztetheti, ezek közül a legfontosabb a talajvízszint esetleges süllyedése. Az elmúlt évtizedek szárazabb évei láthatóan jelentős károkat okoztak a vizes élőhelyek vegetációjában.

A Fejeték egyes élőhelyeit az agresszív invazív növényfajok terjedése is fenyegeti, ezek közül kiemelendő a magas aranyvessző (*Solidago gigantea*), az adventív őszirózsafajok (*Aster novae-angliae*, *A. tradescantii*), a süntök (*Echinocystis lobata*) és a selyemkóró (*Asclepias syriaca*).

Antropogén hatások

Az emberi tevékenység számos közvetlen és közvetett hatása veszélyezteti a védett területet.

A kaszálás a láprétek, mocsárrétek fenntartásához szükséges közepesen erős zavarásként természetvédelmi szempontból szükséges, azonban időpontjának nem megfelelő megválasztása jelentős károkat okozhat.

A legeltetés a Fejeték területének mintegy negyedét érinti. A legelő állatállomány nem nagy, így megfelelő csapadékmennyiség esetén egész évben van mit legelniük, és nem rágják túl a gypet (Horváth A. 2006). A problémát inkább a legeltetés elmaradása jelentheti, ami egyes szárazgyepek degradációjához (pl. galagonyosodás) vezethet.

A területet övező szántók, kertek művelése a vegyszerhasználat révén közvetett módon veszélyezteti a Fejetéket. A parlagon hagyott szántók a gyomfajok (pl. a selyemkóró) kiindulóhelyeként szolgálhatnak.

A hulladéklerakás – annak ellenére, hogy a védett területet minden oldalról tanyák veszik körül – nem jellemző.

Összességében elmondható, hogy a terület fennmaradása nagyban függ a helyben lakók tevékenységétől, hozzáállásától is. A védett terület nagy része jelenleg is magántulajdonban van. A szántók felhagyása, a kaszálók, legelők megfelelő hasznosítása csak a helyi gazdálkodók egyetértésével lehetséges. Már Tölgyesi I. (2001) is megemlíti, hogy a terület a jövőben egyfajta természetes bemutatóhelyként hasznosulhatna, Horváth A. (2006) részletesen ki is dolgozza egy lehetséges tanösvény útvonalát. A terület Kiskunhalas egyetlen országos jelentőségű védett területeként fontos szerepet játszhatna a helyi környezeti oktatásban, nevelésben.

4. Összegzés

A vizes élőhelyek védelme, illetve a Duna-Tisza köze aridifikációja napjaink hazai természetvédelmének kulcskérdései közé tartoznak. Kutatásaim során ezt a két fontos témát „ötvözöm” a Dél-Kiskunság eltűnőben lévő vizes élőhelyeinek vizsgálatával.

A néhány évtizeddel ezelőtt országszerte bekövetkezett lecsapolások kis, fragmentált foltokba szorították vissza ezeket az élőhelyeket, ezek a fragmentumok azonban máig őrzik a vizes területek rendkívül fajgazdag és sajátos élővilágát.

A vizes élőhelyek táji szerepének feltárása térképi és helytörténeti elemzések alapján jól mutatja, hogy a Duna-Tisza köze jelentős részén a víz egykor legalább oly fontos tájalkotó

elem volt, mint a térséget ma leginkább jellemző homok. A helyi közösségek évszázadokon keresztül használták és fenntartották ezeket az élőhelyeket – a XX. században azonban a társadalmi-gazdasági változások következtében „haszontalanná” váltak, nagy részüket lecsapolták. Az utóbbi évtizedek kutatásai hatására mára kiderült ezen területek fontos és hasznos mivolta – ám az egykori vízivilág megmaradt apró foltjainak fenntarthatósága, életképessége kérdéses. Fennmaradásukat tovább nehezíti az utóbbi évtizedekben szárazabbá váló időjárás, és ennek következményeképp az élőhelyek fenntartásában kulcsfontosságú talajvíz szintjének süllyedése.

Az élőhelyek és környezetük részletes feltárása, múltjuk és jelenük megismerése elősegítheti jövőképük, a fennmaradásuk érdekében esetlegesen szükséges intézkedések meghatározását.

5. Irodalomjegyzék

- Borhidi A. 1993: A magyar flóra szociális magatartás típusai, természetességi és relatív ökológiai értékszámai. – *Janus Pannonius Tudományegyetem*, Pécs. 93p.
- Csorba P. 2007: Tájszerkezet-kutatások és tájmetriai mérések Magyarországon. *Debreceni Egyetem*. MTA doktori értekezés, 131p.
- Dömsödi J. 1999: A mocsarak, lápok mennyiségi, minőségi változásai. – In: Fülek Gy. (szerk.): A táj változásai a Kárpát-medencében. – Gödöllő. pp.201-205.
- Fekete G.–Molnár Zs.–Horváth F. (szerk.) 1997: A magyarországi élőhelyek leírása, határozója és a Nemzeti Élőhely-osztályozási Rendszer, Nemzeti Biodiverzitás-monitorozó Rendszer II. – *Magyar Természetudományi Múzeum*, Budapest. 374p.
- Hajnal K. 1985: Egy Duna-Tisza közti mintaterület komplex természetföldrajzi tájleírása. – *Egyetemi doktori értekezés, JATE Természeti Földrajzi Tanszék*, Szeged. 105p.
- Horváth A. 1953: A Kiskunhalasi ösláp puhatestű faunája. – *Hidrológiai Közöny* 33. évf. 5-6. sz. pp.177-179.
- Horváth A. 2006: A kiskunhalasi Fejétki-mocsár Természetvédelmi Terület kezelési tervét megalapozó 2006. évi állapotfelmérés. – *Kézirat, KNP*, Vácrátót. 73p.
- Kertész Á.–Papp S.–Sántha A. 2001: Az aridifikáció folyamatai a Duna-Tisza közén. – *Földrajzi Értesítő* 50. évf. 1-4. sz. pp.115-126.
- Keveiné Bárány I. 1993: Az Alföld agroökoszisztémán kívüli területeinek flórája és faunája. – *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba. pp.31-62.
- Major P.–Neppel F. 1988: A Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedések. – *Vízügyi Közlemények* 70. évf. 4. sz. pp.605-626.
- Pálfai I. 1995: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái és megoldásuk lehetséges útjai. – *Vízügyi Közlemények* 76. évf.1-2. sz. pp.144-164.
- Simon A. 2005: Szőlő- és gyümölcskultúra. – In: Ö. Kovács J.–Szakál A. (szerk.): Kiskunhalas története 3. (<http://www.halas.hu/kiskunhalas/tort3/index.html>)
- Simon T. 2000: A magyarországi edényes flóra határozója. – *Nemzeti Tankönyvkiadó*, Bp. 976p.
- Szabó M. (2006): Szigetközi övzónák tájökölógiai szempontú értékelése. In: Molnár E. (szerk.): Kutatás, oktatás, értékteremtés. *MTA ÖBKI*, Vácrátót. pp: 181-191.
- Szakály F. 2002: Kiskunhalas a török uralom alatt. – In: Ö. Kovács J.–Szakál A. (szerk.): Kiskunhalas története 1. (<http://www.halas.hu/kiskunhalas/tort1/index.html>)
- Szalai S. 2005: Kiskunhalas belterülete a 18-20. században. – In: Ö. Kovács J.–Szakál A. (szerk.): Kiskunhalas története 3. (<http://www.halas.hu/kiskunhalas/tort3/index.html>)
- Tölgyesi I. 2001: Kiskunhalas Fejétki-mocsár Természetvédelmi Terület kezelési terve. – *Kézirat, KNP*, Kecskemét. 53p.
- Vida M. 1992: Kiskunhalas város határában elterülő Fejétki láprét természetföldrajzi és botanikai vizsgálata. – *Szakdolgozat, PTE Növénytani Tanszék*, Pécs. 53p.

Beregszász légszennyezettségének jellemzése a falevelekre rakódott por vizsgálata alapján

Vince Tímea – Szabó György

*DE, 4027, Debrecen, Egyetem sgt. 13
vincetimea@gmail.com*

Bevezetés

A levegő állapota az ember életminőségét alapvetően meghatározó tényező. A légkört azonban évszázadok óta folyamatosan szennyezzük, s ennek mértéke a huszadik századra már globális méreteket öltött. A levegőben található szennyező anyagok belégzése egészségügyi problémákat okozhat, emellett a városi légszennyeződés károsan befolyásolja a műtárgyak, épületek és parkok állapotát, csökkenti a látótávolságot és hozzájárul a speciális városi éghajlat kialakulásához is (Bozó et al. 2006).

A szálló és az ülepedő por napjainkban az egyik legjelentősebb légszennyező faktor, ezért nagyon fontos a kérdés tudományos igényű vizsgálata. A porral szennyezett területeken a fának fontos környezetvédelmi szerepük van. Egy kifejtett utcai fa is jelentősen képes csökkenteni a levegő portartalmát, mivel levélfelületén több mázsa port tud megkötöni (Kovács 1985)

Margitai és munkatársai (2005) a falevelekre tapadt por mennyiségének mérésére alapozva kidolgoztak egy olcsó és gyors módszert a települések porterhelésének vizsgálatára. Bár az eljárással csak a vegetációs időszakban értékelhető az adott település porterhelése, a módszer segítségével viszonylag pontos adatokhoz juthatunk a leülepedő por mennyiségét illetően, emellett a módszer kiválóan alkalmas a por elemi összetételének pontos meghatározására is.

Jelen munkában Beregszász levegőszennyezettségét kívánjuk megvizsgálni. A vizsgálat a Margitai és munkatársai (2005) által kidolgozott módszer alapján, a levelekre ülepedő por mennyiségi és minőségi elemzését foglalja magában. A munka során szeretnénk több szennyezőanyag szempontjából megvizsgálni a levegő állapotát, feltárni a legtisztább és legszennyezettebb területeket és azonosítani a legfőbb szennyező forrásokat.

Mintaterület

A vizsgálati területünk a kárpátaljai Beregszász városa. Beregszász megyei alárendeltségű város, a Beregszászi járás székhelye. A 2001-es népszámlálás adatai alapján a lakosság száma 26600 fő. Kárpátalja délnyugati részén fekszik, az ukrán–magyar határtól (Asztélynál) 6 km-re. A város tengerszint feletti magassága 115 m.

Beregszász a hegyvidék és a Nagy Alföld határán fekszik. Beregszásztól délnyugatra lapos, feltöltött síkság terül el, amelyet főleg folyami hordalék alkot, és csak helyenként szakítanak meg kisebb dombok. Beregszászt északkelet és délkelet felől vulkanikus eredetű hegylánc övezi. Legmagasabb pontja a Nagyhegy, tengerszint feletti magassága 362 m.

A hegylánc kellő védelmet nyújt az északi hideg szelek behatolásától, délnyugat felől, a Közép-dunai Alföldről ide áramlanak a meleg és nedves légtömegek. Az uralkodó szélirány északnyugati. Mivel azonban Beregszászt hegylánc övezi, viharos szelek ritkán fordulnak elő. Évi középhőmérséklete 10,04 °C, az átlagos évi csapadékmennyiség 670 mm, a tél enyhe, a nyár forró, s mindez biztosítja a szőlő, őszi- és kajszi-barack, dohány, korai cseresznye, alma és egyéb mezőgazdasági kultúrák bő termés hozamát (Vince 2005). A beregi táj éghajlata tehát a mezőgazdaság számára meglehetősen kedvező.

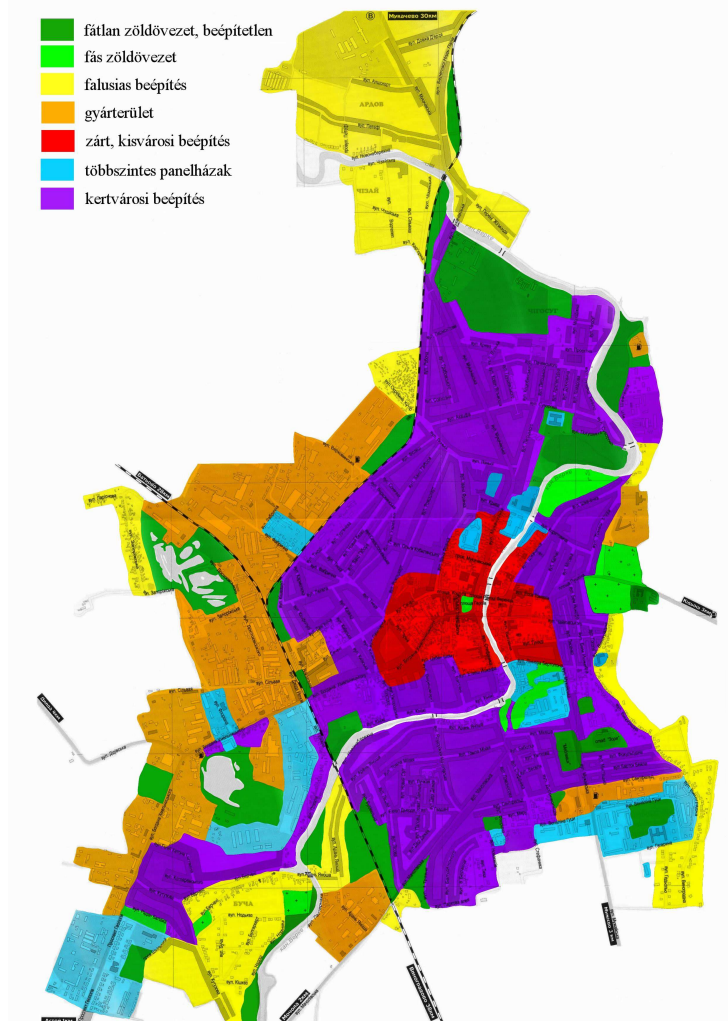
A beregi síkság igen termékeny, mivel a Tisza és mellékfolyói évezredekken keresztül rendszeresen elárasztották, s a lerakott hordalékon jó minőségű, humuszban gazdag talajok alakultak ki.

A környéken bányászott ásványi kincsek közül jelentősek az arany (Muzsalyi hegy), a színes ércek (Nagybégány), a kaolin, a perlit (Beregszászi hegy) stb.

A Beregszász környékén található folyók síksági jellegűek. A Tisza Beregszásztól kb. 9 km-re folyik a határ mentén. Jelentősebb mellékfolyói közül a környéken folyik a Borzsa. Beregszászt a Vérke - csatorna szeli át, amely a Borzsa és a Latorca folyókat köti össze.

A Beregszászi járás erdősültsége 12%. A fafajták közül legelterjedtebb a tölgy, a gyertyán, a nyár és a hárs. Fűfélék közül megemlíthetjük a csenkeszt és a perjét. A növény- és állatvilágot az antropogén hatások jelentős mértékben befolyásolják (Kormány 1996).

A város legnagyobb részén kertvárosi beépítés a jellemző, de megtalálható a falusias jellegű beépítési mód is. Többszintes panelházakat a település több pontján is találhatunk, melyek a szélviszonyokat jelentős mértékben befolyásolják. A zárt kisvárosi beépítési típus csak a város központjában fordul elő. A levegőszennyezés szempontjából jelentős szerepe van a város nyugati részén végighúzódó ipari övezetnek. Sajnos a településen belül viszonylag kicsi a zöldfelületek aránya, ráadásul a kategórián belül elsősorban a fátlan, beépítetlen területek dominálnak, s csak néhány kisebb foltban találunk fás zöldfelületeket (1. ábra).



1. ábra. Beregszász beépítettségi térképe (Forrás: Papp 2008)

A város gazdaságában meghatározó helyet foglal el a könnyűipar, az élelmiszeripar, a bányászat, a gépgyártás és a malomipar. A vállalkozói tevékenységet folytató vállalatok 24,8% mezőgazdasági tevékenységben érdekelt. A város levegőszennyezettségét leginkább befolyásoló iparágak: gépgyártás (Merkurij Kft, Beregszászi Rádiógyár Rt), bányaipar (Zakarpátpolimetali Kft), famegmunkálás (4 famegmunkálással foglalkozó vállalat).

Anyag és módszer

A minták begyűjtésére a vegetációs időszak végén, 2008 október 4-én került sor. Három hársfajt vizsgáltunk: ezüsthársat (*Tilia tomentosa*), nagylevelű hársat (*Tilia platyphyllos*), kislevelű hársat (*Tilia cordata*). A vizsgált fák közül 17 kislevelű, 9 ezüst és 4 nagylevelű hárs volt. A mintákat a város különböző pontjairól gyűjtöttük be. Arra törekedtünk, hogy legyenek mintáink forgalmas utak mellől, lakóparki övezetektől, zöld területekről, parkokból egyaránt. Összesen 30 pontról gyűjtöttük be a mintáinkat. Minden fáról 35-40 levelet szedtünk, 150-200 cm-es magasságból. A leveleket begyűjtés után +4 °C-on tároltuk.

A begyűjtött levelek felületének meghatározását lapskenner segítségével végeztük. A feldolgozásra került levélfelületek mintavételi pontonként 1400-2800 cm² között változtak. Szkennelés előtt a levelekről eltávolítottuk a levél nyelet. A leveleket fonákukkal lefelé helyeztük a szkennер üveglapjára. A szkennelés 300 dpi felbontással történt. Fekete-fehér bitmap képeket állítottunk elő. A felületet a fekete képpontok alapján számoltuk ki, a kalibráláshoz ismert felületű négyzetet használtunk. (Margitai et al. 2005; Braun 2007).

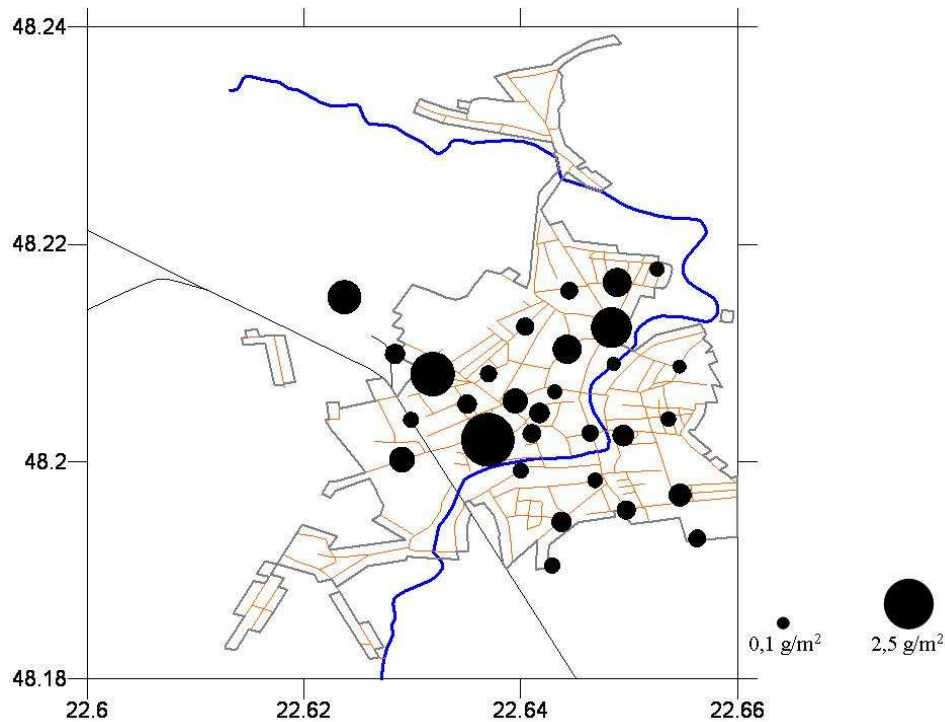
Az egyes mintavételi pontokból begyűjtött leveleket 500 ml térfogatú műanyag edényekbe helyeztük, majd 200 ml desztillált vizet öntöttünk rájuk. Ezt követően 10 percen keresztül rázógéppel ráztuk. A rázatás során a levelek felületéről a por jelentős része lemosódott. A vizet 150 µm szitán átszűrtük és újabb 50 ml vízzel átöblítettük a leveleket.

Az így kapott kb. 250 ml térfogatú, szennyeződést tartalmazó szuszpenziót főzőpohárba öntöttük át, majd szárítószekrényben 15-20 ml térfogatra pároltuk. A bepárolt mintát ezután előre lemért tömegű, 50 ml térfogatú főzőpoharakban szárítottuk, míg a maradék víz is elpárologott. Az edényeket újra lemértük és kiszámítottuk a por mennyiségét, majd a levélfelületek figyelembevételével kiszámítottuk az 1 m²-nyi levélfelületre jutó pormennyiséget.

A porminták analitikai vizsgálatát is elvégeztük. Az előkészítés során a mintákra 10 ml salétromsavat öntöttünk, majd főzőlapra helyeztük és beszárítottuk. Ezután 2 ml hidrogén-peroxidot fecskendeztünk rá, majd újra főzőlapon szárítottuk. Az így leroncsolt mintákra 10 ml 1%-os salétromsavat öntöttünk, majd ultrahangos fürdő segítségével feloldottuk a beszáradt mintákat. Az elemösszetétel meghatározása plazma optikai emissziós spektrométerrel (ICP-OES) történt.

Eredmények és értékelésük

Bár a levelekre rakódott pormennyiség alapján nem állapítható meg pontosan, hogy egy adott időegység alatt, adott felületen milyen mennyiségű por ülepedett le, arra alkalmas az általunk alkalmazott módszer, hogy a településen belül feltérképezhessük a porterhelés mértékében mutató területi különbségeket. A 2. ábrán – ahol a leülepedett pormennyiség arányos a fekete körök területével – jól megfigyelhető, hogy a 30 mintavételi pont esetében fajlagosan mekkora mennyiségű por ülepedett le a fák leveleire.



2. ábra. Az ülepedő por mennyisége Beregszászban a mintavételi pontokon mért értékek alapján (1 m^2 -nyi levélfelületre vonatkoztatva)

Megállapítottuk, hogy a legnagyobb porterhelés a forgalmas utak menti területeken mutatható ki, ami egyértelműen a közlekedés meghatározó szerepére utal. A legmagasabb értéket a B. Hmelnickij út mellett mértük, amely az ukrán-magyar határ és a város között fekszik. Magas a porszennyezés a városon keresztül vezető Ungvár - Munkács - Nagyszőlős - Huszt - Técső - Rahó közút mentén is.

A forgalmas utak mellett azonban olyan területeken is viszonylag magas porterhelést mutattunk ki, amelyek távolabb estek a forgalmas utaktól. A város nyugati részén tapasztalt magas porterhelés nem magyarázható a forgalmas utak közelségével, azonban itt húzódik a város ipari övezete, emellett ez a városrész van legközelebb a szántóföldi művelés alatt álló területekhez, ahonnan az őszi betakarítási munkák során jelentős mennyiségű por transzportálódhatott a nyugati városrész fölé. A Bereg–Szatmári-síkság területén a talajközeli légrétegekben a leggyakoribb szélirány az északi, északnyugati, délnyugati és déli, a többi égtáj felől fújó szél közel 5–10 százalékos gyakorisággal jelentkezik (Kormány 2003). A 3. ábrán megfigyelhetjük, hogy a mezőgazdasági földek nagyrészt ezeken a területeken fordulnak elő. Szabó et al. (2008) porterheléssel foglalkozó tanulmányai rámutatnak arra, hogy a mezőgazdasági területekről – különösen a betakarítási munkák idején – komoly mértékű porterhelés érheti a környező településrészeket.

Alacsony porterhelés a város kevésbé forgalmas, a központtól távolabb eső, kertvárosi jellegű részeire jellemző.



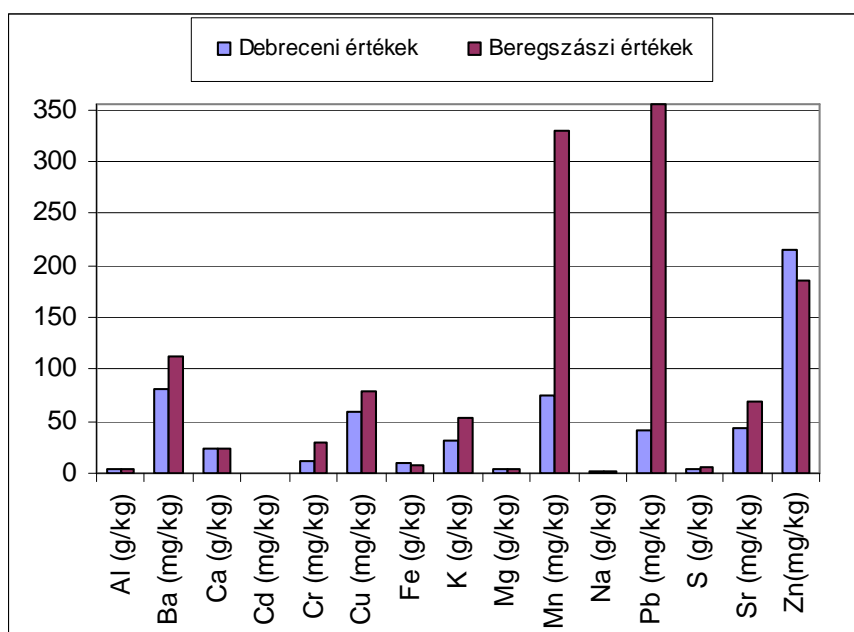
3. ábra. Beregszász környezetének műholdképe
 (Forrás: <http://www.earth.google.com>)

A minták analitikai elemzésével megismertük a por összetételét. A kapott értékeket összehasonlítottuk Margitai és Braun (2005) debreceni vizsgálatának eredményeivel (1. táblázat, 4. ábra).

1. táblázat. A fákról gyűjtött porminták átlagos összetétele

	Beregszász	Debrecen
Elemek	Átlag	Átlag
Al (g/kg)	4,86	4,82
Ba (mg/kg)	113,15	80,23
Ca (g/kg)	23,93	22,96
Cd (g/kg)	0,59	0,50
Cr (mg/kg)	28,81	11,66
Cu (mg/kg)	78,21	58,56
Fe (g/kg)	8,60	10,04
K (g/kg)	53,88	31,19
Mg (g/kg)	3,94	4,25
Mn (mg/kg)	329,80	75,16
Na (g/kg)	1,13	2,24
Pb (mg/kg)	354,23	41,36
S (g/kg)	5,99	3,24
Sr (mg/kg)	68,46	43,25
Zn (mg/kg)	186,09	215,00

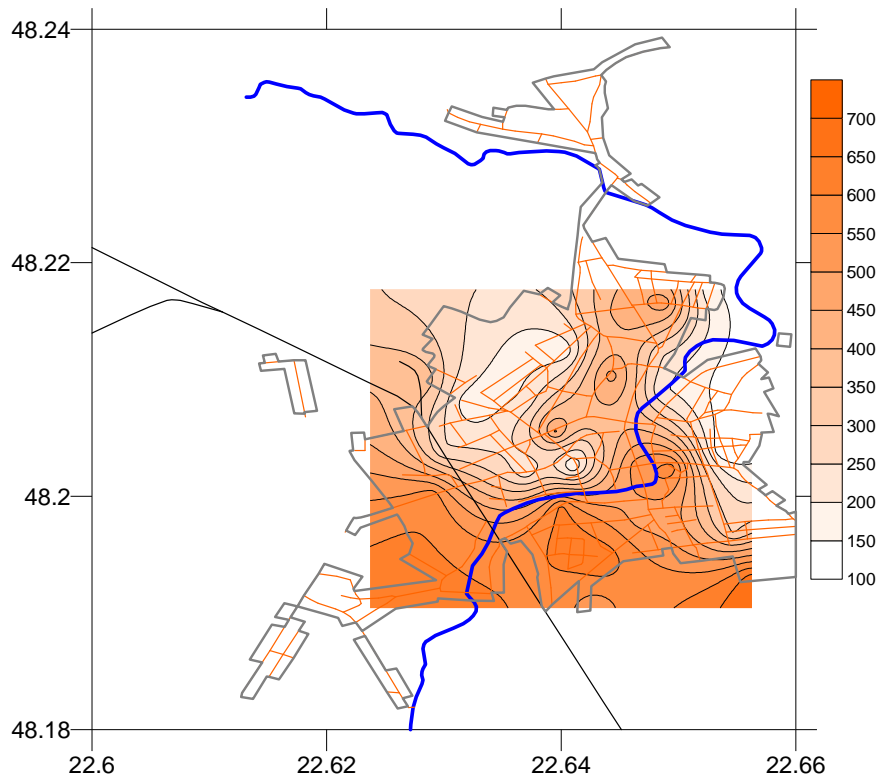
A 4. ábrán jól megfigyelhetők a két város közötti különbségek. Beregszász és Debrecen pormintáinak elemösszetételét vizsgálva az alábbi következtetésekre jutottunk. Tizenegy (Al, Ba, Ca, Cd, Cr, Cu, K, Mn, Pb, S, Sr) elem esetében a beregszászi értékek voltak a magasabbak, a vas, magnézium, nátrium és cink esetén pedig a debreceniek. Beregszászban kiemelkedően magas ólomkoncentrációkat mértünk (5. ábra). A minták átlagos ólomtartalma 354 mg/kg volt, ami lényegesen magasabb néhány európai város pormintáiban mért értékeknél (München Pb - 7 mg/kg, Brüsszel Pb - 145 mg/kg) (Margitai et al. 2005). A felhalmozódás oka lehet a közlekedés, mivel ezek a nehézfémek jelen vannak a benzinben, az autó alkatrészeiben, a kenőolajban. Ukrajnában jelenleg is kapható ólmozott benzin és a katalizátoros járművek sem elterjedtek. Valószínűleg lehet egyéb forrása is a szennyezőanyagoknak, ugyanis ekkora mértékű feldúsulás csak a nagyobb ipari városokban fordul elő (Várna Pb – 355 mg/kg) (Margitai et al. 2005).



4. ábra. A fákról gyűjtött porminták átlagos összetétele

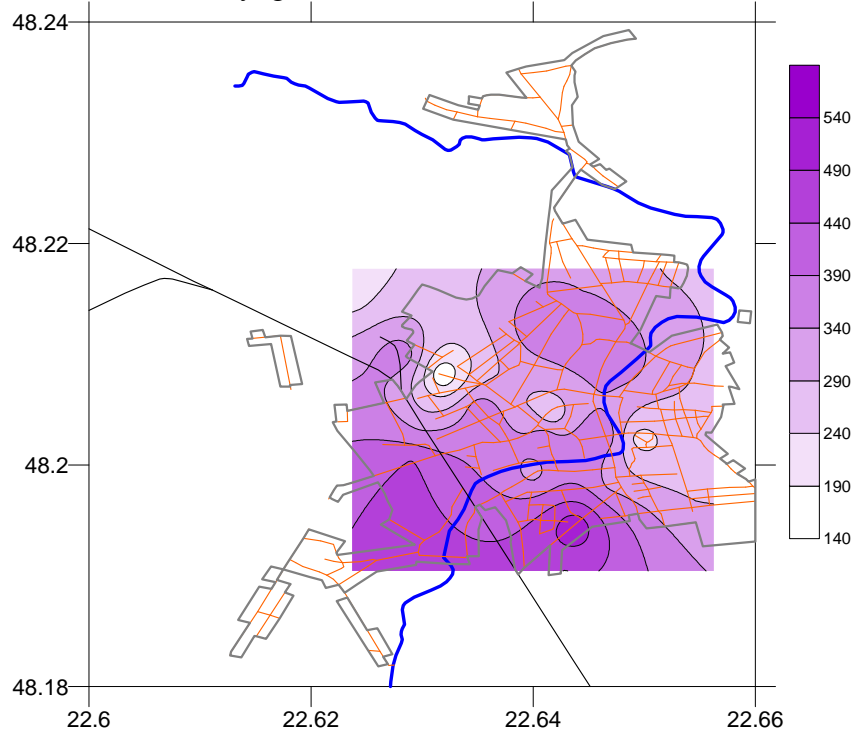
Megvizsgáltuk, hogy a város mely területein fordulnak elő a kiemelkedően magas ólomkoncentrációk.

Az ólom és a mangán esetében hasonlóak az elterjedési területek (5. és 6. ábra). Mindkét elemnél a város déli területein mértünk magas értékeket. Ez részben alátámasztja azt az elképzelést, hogy a közlekedés a fő szennyező forrás, ugyanis a város déli részén halad el az ukrán-magyar határhoz vezető út és több forgalmas útvonal is.



5. ábra. Az ólomszennyezés mértéke Beregszász különböző területein (mg/kg)

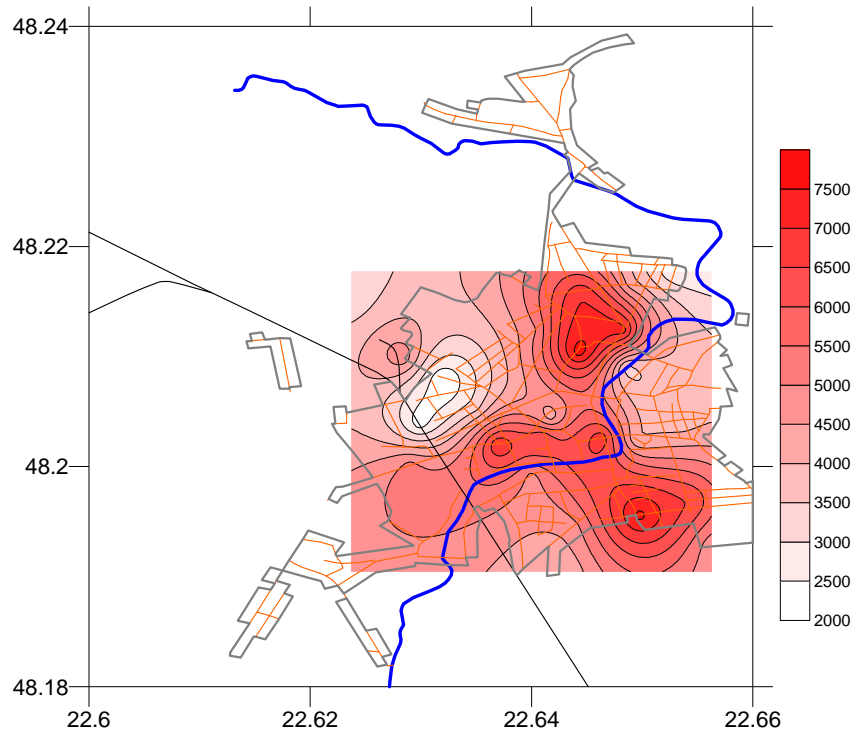
Legnagyobb ólomkoncentrációt a Muzsalyi úton mértünk 686 mg/kg-ot, legnagyobb mangánkoncentrációt pedig a Macsolai úton, 537 mg/kg-ot. Legkisebb értékek mindkét esetben az északkeleti és északnyugati területeken fordulnak elő.



6. ábra. A mangánszennyezés mértéke Beregszász különböző területein (mg/kg)

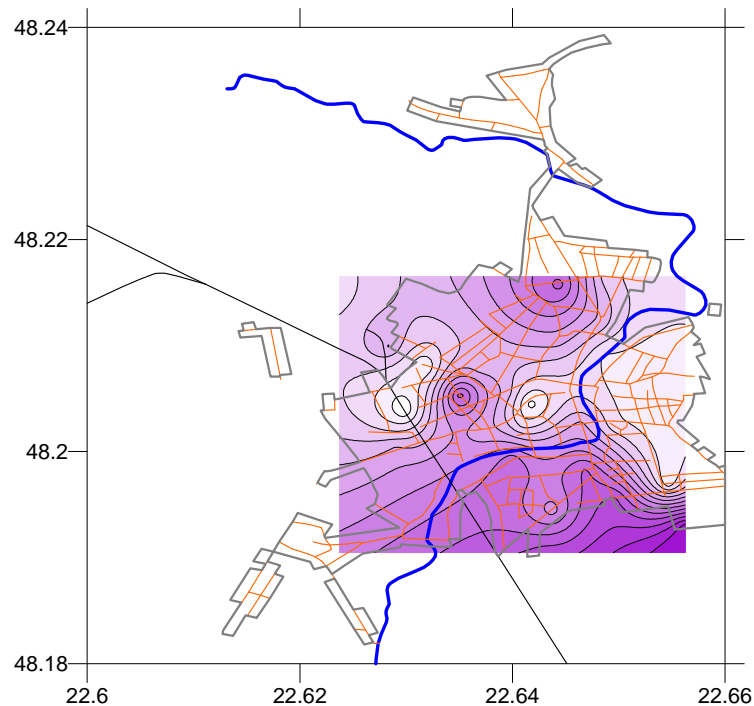
Elsősorban a közúti forgalom okozta szennyezéshez köthető az alumínium és a kadmium feldúsulása a vizsgált pormintákban (7. ábra)

Az 7. ábrán megfigyelhetjük, hogy a legszennyezettebb területek a forgalmas utak mentén alakultak ki. Ezen elemek esetében azonban az értékek nagyrészt megegyeztek a debreceni eredményekkel.



7. ábra. Az alumíniumszennyezés mértéke Beregszász különböző területein (mg/kg)

A réz Beregszász délkeleti részén halmozódott fel legnagyobb mennyiségben (8. ábra), aminek az oka, hogy Beregszász és Nagymuzsaly között nagy kiterjedésű szőlőültetvény található, a réz-szulfát oldatot pedig a szőlészetben a peronoszpóra elleni permetezéshez alkalmazzák (Szabó 2000). A réz tartalmú por feltehetőleg innen került a vizsgált fák leveleire.



8. ábra. A részszennyezés mértéke Beregszász különböző területein (mg/kg)

Összegzés

Beregszász levegőszennyeződését vizsgáltuk a falevelekre ülepedő por mennyiségének meghatározásával, valamint a minták kémiai analízisével. Legtöbb por a város legforgalmasabb útjai, valamint az ipari és a mezőgazdasági területekhez közeli városrészekben fordult elő. Beregszász kisebb lakosságú, mint Debrecen és ipara is jelentéktelenebb, mégis jóval nagyobb a szennyezettsége. Az ólom és mangánkoncentráció sokszorosan meghaladja a Debrecenben mért értékeket, de magasabbak a beregszászi értékek a bárium, króm, réz, kálium, stroncium estén is. Néhány elem vizsgálatánál kb. azonos értékeket kaptunk (Al, Ca, Cd, Fe, Mg, Na, S).

A továbbiakban folytatni kívánjuk a város levegőszennyezettségének a kutatását, szeretnénk megismételni 2009-ben az ülepedő por mennyiségi és minőségi vizsgálatát, összehasonlítani a 2008-as eredményekkel, megkeresni a fő szennyező forrásokat, összehasonlítani hasonló vizsgálatok eredményeivel a mért értékeinket.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket kívánjuk kifejezni az Analab Kft-nek, a minták analitikai elemzésében nyújtott segítségével.

Irodalomjegyzék

- Bozó L. - Mészáros E. - Molnár Á. 2006: Levegőkörnyezet, Budapest, 15, 74.
 Braun, M. – Margitai, Z. – Leermakers, M. – Finsy, R. 2007: Néhány erdélyi település környezeti állapotának jellemzése a falevelekre lerakódott por vizsgálata alapján. Anyagvizsgálók lapja, 1, 27-35.
 Kormány Gy. 2003: A Szatmár-Beregi-síkság domborzati és klimatikus viszonyai. Szabolcs-Szatmár Beregi Szemle, 38/2.
 Kormány Gy. 1996: Kárpátalja földrajzi vázlata (Oktatási segédanyag), Nyíregyháza – Beregszász.
 Kovács M. 1985: Nagyvárosok környezete, Budapest 66-68.

- Margitai Z. - Braun M. - Posta J. 2005: Légszennyezettség jellemzése a falevelekre ülepedett por szerves komponenseinek elemzése alapján. *Anyagvizsgálók lapja*, 5, 61-64.
- Margitai Z. - Braun M. 2005: Falevelekre rakódott por mennyiségének meghatározása turbidimetriás módszerrel. *Anyagvizsgálók lapja*, 4, 127-128.
- Margitai Z. - Braun M. 2005: Nyolc európai város légszennyezettségének vizsgálata falevelekről gyűjtött por elemösszetételének diszkriminancia analízisével. *Magyar kémiai folyóirat*, 3/1, 38-41.
- Margitai Z. – Braun M. – Leermakers M. – Szabó Gy. 2008: Tree leaves as natural traps of atmospheric deposition: a new aspect of leaf analysis – In: Boltižiar, M. ed. *Implementation of Landscape Ecology in New and Changing Conditions*, ILE Slovak Academy of Sciences, pp. 259-262.
- Papp G. 2008: Beregszász város légszennyezettségének vizsgálata az 1997-2007-es KÖJÁL-adatok alapján. *Acta Beregsasiensis*, 7/2, 89-97
- Szabó Gy. 2000: Talajok és növények nehézfém tartalmának földrajzi vizsgálata egy bükkaljai mintaterületen - *Studia Geographica* - Debrecen, Egyetemi Kiadó, p.144.
- Szabó Gy. - Koi R. - Szegedi S. - Szabó Sz. 2008: Dust pollution of an opencast mine and its landscape protection aspects – In: Boltižiar, M. ed. *Implementation of Landscape Ecology in New and Changing Conditions*, ILE Slovak Academy of Sciences, pp. 409-414.
- Szabó Gy. - Braun M. - Koi R. - Szabó Sz. - Szegedi S. 2008: Environmental impact of an opencast mine – *Methods of Landscape Research, Dissertations Commission of Cultural Landscape No. 8. – Commission of Cultural Landscape of Polish Geographical Society*, Sosnowiec, pp. 113-126.
- Szabó Gy. - Koi R. - Szegedi S. - Szabó Sz. 2008: Az ülepedő por tér- és időbeli eloszlásának vizsgálata a pályázati perlitbánya környezetében – in.: Csorba P. – Fazekas I. szerk.: *Tájkutatás, tájökológia* pp. 167-176.
- Vince T. 2005: Éghajlatváltozások detektálása a Beregszászi Meteorológiai Állomás adatai alapján. Diplomamunka. II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola, Beregszász, 17.
<http://www.earth.google.com>

A környezet hatásának értékelése a pincék minősítésének szempontjából

Nagy Richárd

Debreceni Egyetem, Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék

E-mail: nagy.richard83@gmail.com

1. Bevezetés

Jelen dolgozatban a környezet kifejezés a pincéket befogadó szűkebb terület (pincesor, település) táji, társadalmi, gazdasági jellemzőire utal.

Munkám célja a pincékre vonatkozó egységes, természeti, társadalmi és gazdasági szempontokat is figyelembe vevő minősítő rendszer kidolgozása, amely borászati, borturisztikai, valamint a tájérték felvételezés és értékelés által településfejlesztési célokra egyaránt felhasználható (NAGY R. 2008). Ennek egyik eleme a pincék környezetének minősítése.

Hazánkban ugyan már létezik egy elfogadott pincekatasztrozálási módszer, viszont az a pincéknek csupán egyetlen (bortárolási és érlelési) funkcióját kiválasztva igyekszik azokat értékelni (BOTOS E. – SZABÓ A. 1998). Ez érthető is, mivel a jelenleg elfogadott meghatározás szerint pincének nevezünk minden olyan létesítményt, amely a szakmai követelményeknek megfelelően a bor tárolására, kezelésére és érlelésére alkalmas (EPERJESI et al. 1998). Véleményem szerint azonban nem lehet a pince egyetlen funkcióját kiválasztva általánosítani, mivel a pincék a borászati hasznosítás mellett több helyen lakóhelyül, esetleg óvóhelyül szolgálnak, másutt pedig szórakozóhelyként használják azokat. Helyesebb lenne a pince kifejezést a puha, jól faragható kőzetbe vájt, földfelszín alatt relatíve kis mélységben elhelyezkedő, teljes egészében vagy túlnyomórészt mesterségesen kialakított járatokra vonatkoztatni.

Szükségesnek érzem, hogy a pincéket ne csupán a bennük zajló tevékenység alapján értékeljük, hanem például azok állapotát, épületbiztonságát, esztétikai értékét stb. is felmérve. Továbbá, mint ahogy példának okáért a gazdaságföldrajz által vizsgált telepítő tényezők térben és időben változó kategóriát képviselnek, ugyanúgy a pincék esetében is vannak olyan területek, amelyek az adott borászati, borturisztikai stb. tevékenység végzése szempontjából előnyösebbek más helyszínekkel szemben. E kettős kontraszt napjainkban pénzben is kifejezhető! Az alábbiakban az e különbségek mértékének értékelésére, mérésére kidolgozott módszert kívánom ismertetni.

2. A hely egyedi értéke szerint minősítés

Egy pince minősítése során elkerülhetetlenül szembetaláljuk magunkat az azt befogadó szűkebb- és tágabb értelemben vett környezettel. Fontos, hogy az egyes szempontok és értékkategóriák minden más egyéb hatástól függetlenül önmagukban értékelhetőek legyenek. Gyakran egy tényező több másikkal van kölcsönhatásban, így előfordulhat, hogy ugyanazt a szempontot másutt is figyelembe vesszük, ezáltal többször is értékelésre kerülhet (KOZÁK et al. 1998). Hasonló a helyzet a környezettel is. Számos tekintetben meghatározza egy-egy pince értékét, viszont annak funkcióját, használatra való alkalmasságát már kevésbé. Ezért is szükséges, hogy az értékelés során e kategóriát külön egységként kezeljük, elkerülendő a többszöri, így hamis képzetet keltő minősítést!

A terület, amelyen a pince található lehet előnyös (érték növelő), illetve hátrányos (érték csökkentő) tényező. Nem mindegy például, hogy a minősítendő pince hol található. Eltérő

lehet egy-egy terület látogatottsága, ismertsége, jelentősége stb. Beláthatjuk tehát, hogy e tényező különös súllyal módosíthatja egy-egy pince pénzben is kifejezhető értékét. Ennek megfelelően kell számolnunk vele a minősítés során.

E tekintetben a minősítést nem az egyes pincére, hanem minden esetben annak környezetére vonatkozóan, szituációtól függően választott, jól lehatárolható területre (pincesorra, településre) végezzük.

2.1. A terület jelentősége szerinti minősítés (1. táblázat)

1. táblázat: A terület jelentősége szerinti minősítés

JELENTŐSÉG SZERINT	JÓ	<u>pont</u>	KÖZEPES	<u>pont</u>	ROSSZ	<u>pont</u>
<u>ismertség</u>	országosan/ nemzetközileg ismert	3	regionálisan ismert	2	helyileg ismert	1
<u>kultúrtörténeti jelentőség</u>	élő hagyományok, kulturális események kötődnek hozzá	3	korábbi jelentősége ismert, rendezvény nem épül rá	2	nincs kultúrtörténeti jelentősége	1
<u>rendezvények típusa</u>	multikulturális	3	kereskedelmiesedett	2	belső jellegű	1
<u>edukatív jelentőség</u>	a terület/borvidék kulturájának népszerűsítését jelentősen elősegíti	3	A terület/borvidék kulturájának népszerűsítésében alárendelt szerepű	2	nem játszik szerepet a terület/borvidék kulturájának megismertetésében	1
<u>imázs</u>	pozitív imázs	3	gyenge imázs	2	negatív imázs	1
<u>a terület turisztikai vonzereje</u>	komplex turisztikai kínálat jellemző	3	kevésbé komplex turisztikai paletta	2	szegényes, vagy teljesen hiányzó turisztikai kínálat	1
<u>látogatottság</u>	rendszeresen látogatott	3	alkalmi/szezonális látogatottság	2	nem látogatott	1
Összesen:		21		14		7

a.) Ismertség

- *Jó:* az adott pincesor országsszerte ismert, országos (esetleg külföldi) turisztikai kiadványokban is szerepel. Ilyen például a Villányi, Villánykövesdi, Hajósi pincesorok, vagy az egri Szépasszonyok völgye.
- *Közepes:* a pincesor csupán regionális szinten ismert, regionális turisztikai kiadványokban szerepel. Pl: Eger-Verőszalavölgyi pincék.
- *Rossz:* a pincesor csak helyileg ismert (pl. Bogács pincéi).

b.) Kultúrtörténeti jelentőség

- *Jó:* a pincesorhoz és a településhez élő hagyományok kötődnek, amelyek kulturális rendezvényeken is megnyilvánulnak.
- *Közepes:* a térség kultúrtörténeti jelentősége ismert, de nem épülnek rá rendezvények.
- *Rossz:* nincs kultúrtörténeti jelentősége.

c.) Rendezvények típusai

- *Jó:* az adott településen multikulturális rendezvényeket rendeznek, különböző kultúrák mutatkoznak be, számos külföldi vendég jelenlétében. Ide főként a karneválok, fesztiválok (például Budapesti Nemzetközi Bor- és Pecsétfesztivál) tartoznak.
- *Közepes:* kereskedelmiesedett rendezvények jellemzőek, nagyobb területről vonzva a látogatókat. Célja az élő hagyományok bemutatása.

- *Rossz:* belső jellegű rendezvények a jellemzőek, amelyek csak egy szűk rétegnek szólnak, csak egy adott közösség felé irányulnak.

d.) Edukatív jelentőség

- *Jó:* az adott terület/borvidék kultúrájának népszerűsítését jelentősen elősegíti. Ilyenek a borúti szolgáltatás „központjai” - például Szépasszonyok-völgy (Eger), Villányi pincesor...
- *Közepes:* A terület/borvidék kultúrájának népszerűsítésében alárendelt szerepű, ilyenek például a bogácsi és tibolddaróci pincék.
- *Rossz:* az adott terület nem játszik szerepet a borkultúra népszerűsítésében.

e.) Imázs (Kotler et al. 1993)

- *Jó:* a térség *pozitív imázssal* rendelkezik, a további cél ennek megtartása.
- *Közepes:* a terület *gyenge imázssal* rendelkezik, a célcsoportokhoz nem jut el a terület híre, így ismeretlen, idegen marad előttük.
- *Rossz:* a térség negatív imázsú, a rossz hírnév elidegeníti a látogatókat.

f.) A terület turisztikai vonzereje

- *Jó:* az adott térség rendkívül szerteágazó turisztikai kínálattal rendelkezik, emiatt turisztikai jelentősége nagy. Például Badacsony, valamint Eger és környéke.
- *Közepes:* a terület egy-két turisztikai kínálattal rendelkezik, mint például Villány és környéke.
- *Rossz:* a turisztikai kínálat szegény, vagy szinte teljesen hiányzik.

g.) Látogatottság

- *Jó:* a terület / pincesor rendszeresen látogatott – egész évben vonzva a turistákat.
- *Közepes:* szezonális jellemzi a látogatottságot.
- *Rossz:* a település / pincesor egyáltalán nem látogatott.

2.2. Elhelyezkedés szerinti minősítés (2. táblázat)

ELHELYEZKEDÉS ALAPJÁN	JÓ	pont	KÖZEPES	pont	Rossz	pont
<u>megközelíthetőség</u>	számozott vagy belterületi útról megközelíthető	6	számozatlan műúton elérhető, vagy attól gyalog <10 percre fekszik.	4	műúttól gyalog >10 percre fekszik	2
<u>parkolás</u>	<250 m-es körzetben biztosított	3	250–500 m-re,	2	>500 m-re található	1
					nincs parkoló	0
<u>a borvidék központjától való távolság</u>	<10 km		10–20 km		>20 km	
<u>szállítási fővonalaktól való távolság</u>	<20km	3	20–40 km	2	>40 km	1
Összesen:		15		10		5

2. táblázat: Elhelyezkedés szerinti minősítés (környezetre vonatkoztatva)

a.) Megközelíthetőség

- *Jó:* a pincesor számozott, vagy belterületi útról elérhető.
- *Közepes:* a pincesor számozatlan műúton érhető el, vagy attól gyalog nincs messzebb 10 percnyi távolságnál, sármentesen megközelíthető.
- *Rossz:* a pincesor műúttól távol, attól több mint 10 percnyi gyaloglásra található, illetve nincs sármentesített járda.

b.) Parkolás

- Jó: a pincétől, pincesorától kevesebb, mint 250 m távolságra biztosított a parkolási lehetőség.
- Közepes: a legközelebbi kiépített parkoló 250–500 m-es távolságban van.
- Rossz:
 - o a parkoló, több mint 500 m-re található
 - o egyáltalán nincs parkolási lehetőség

c.) A borvidék központjától való távolság

- Jó: a pincesor vagy település (amelynek határában a pince található) a borvidék központi településétől / településeitől kevesebb, mint 10 km-re fekszik.
- Közepes: a pincesor vagy település a központi településtől/településektől 10–20 km-es távolságban van.
- Rossz: a pincesor / település több mint 20 km-re van a központi településtől/településektől.

d.) Szállítási fővonalaktól (autópálya, vasút) való távolság

- Jó: az adott terület 20 km-nél kisebb távolságra található a legközelebbi autópályától vagy/és vasúti fővonalától, így jól megközelíthető.
- Közepes: a terület a legközelebbi autópályától vagy/és vasúti fővonalától 20–40 km-re található, elérhetősége ez által romlik.
- Rossz: a vizsgált terület 40 km-nél nagyobb távolságra fekszik a legközelebbi autópályától vagy/és vasúti fővonalától.

2.3. Egyedi értékek szerinti minősítés (3. táblázat)

A pincék, tájesztétikai minősítése mellett – ugyanazon szempontok alapján – minősíthetjük azok környezetét, vagy magát a pincesort is. Utóbbiak szintén képviselhetnek egyedi tájértéket, mint ahogy ezt a cádi vagy a villánykövesdi pincesorok bizonyítják. Az adott tájra, vagy tájrészletre vonatkozóan a „ritkaság” és „jelentőség” szempontok figyelembe vételével végezzük a minősítést (CSEMEZ A. 1996). Egy pincesor annál nagyobb értéket képvisel minél egyedibb jelleget tükröz, ezért fontosnak éreztem, mindezt a „helyi jelleggel” kiegészíteni, mivel mint tájérték csak ennek érvényesülése esetén (helyi építőanyagok, helyi építészeti motívumok stb. alkalmazása) válhat egyedivé.

Az egyediség mellett nagyban befolyásolja a pincesorról alkotott képet annak tisztasága, rendezettsége is. E tényező bizonyos esetekben kihat az egyes pincék pénzben kifejezhető értékére is.

EGYEDI ÉRTÉKEK SZERINT	JÓ	pont	KÖZEPES	pont	ROSSZ	pont
<u>ritkaság</u>	igen ritka (egyedülálló alkotás)	3	ritka (viszonylag kevészer előforduló alkotás)	2	kevésbé ritka/gyakori (hasonló több helyen is előfordul)	1
<u>jelentőség</u>	a pince/pincesor művészi kvalitásokkal rendelkezik (akár műemléki vagy helyi védelemre is érdemes)	3	a pince/pincesor esztétikus kivitelezésű, de ennek ellenére védelemre nem érdemes.	2	jellegtelen épület/épületegyüttes, egyedi vonások nélkül	1
<u>helyi jelleg</u>	határozottan érvényesül (helyi motívumokat hordoz)	3	nyomokban (esetleg csak a helyi építőanyagokban) érvényesül	2	nem érvényesül (helyi motívumok nélkül, tájidegen építőanyagból)	1
<u>környezet állapota</u>	tiszta, jól karbantartott, parkosított	4	tiszta, de felújításra, tereprendezésre szorul	2	szemetes, elhanyagolt	0
Összesen:		9		6		3

3. táblázat: Egyedi értékek szerinti minősítés (környezetre vonatkoztatva)

a.) Ritkaság

- *Jó*: maga a pincesor igen ritka, hozzá hasonló országosan is alig vagy egyáltalán nem fordul elő, így egyedülálló alkotásnak tekinthető.
- *Közepes*: e pincesor/pince csoport ritka, ennek ellenére nem egyedülálló, országosan több is előfordul belőle.
- *Rossz*: az adott pincecsoport igen gyakori, hozzá hasonló számos helyen előfordul.

b.) Jelentőség

- *Jó*: a pincesor művészi kvalitásokkal rendelkezik, így akár műemléki vagy helyi védelemre is érdemes lehet.
- *Közepes*: a pincesor esztétikus kivitelezésű, ennek ellenére védelemre nem érdemes.
- *Rossz*: a pincesor egyedi vonások nélküli jellegtelen kiképzésű, negatív érzetet kelt.

c.) Helyi jelleg

- *Jó*: a pince beleillik a környezetbe, megjelenésében a helyi jelleg (térsgre jellemző építkezési szokások, helyi építőanyagok alkalmazása) határozottan érvényesül.
- *Közepes*: a helyi jelleg csak nyomokban érvényesül. Például a helyi építészeti motívumok csak részben kerültek alkalmazásra, de még így is illik a környezetébe.
- *Rossz*: a helyi jelleg nem érvényesül, a pincék nem hordozzák a helyi építészeti stílusjegyeit, tájidegen építőanyagok kerültek felhasználásra, megjelenése ellenszenves, nem illik a környezetbe.

d.) Környezet állapota:

- *Jó*: tiszta, jól karbantartott parkosított környezet. A kihelyezett padok, asztalok, tűzrakóhelyek stb. állapota jó, felújítást nem igényel.
- *Közepes*: a környezet tiszta, de tereprendezéssel, jobb karbantartással esztétikusabbá tehető. A kihelyezett tárgyak (asztalok, padok stb.) felújítást igényelnek.
- *Rossz*: szemetes, elhanyagolt környezet jellemző

3. Összegzés

Láthatjuk, hogy a pincék környezetének minősítése során lehetőségünk van az azt meghatározó tényezők értékelésére, a közöttük meglévő különbségek többé-kevésbé objektív szűrőkön keresztül történő feltárására. Ez hozzásegíti a pincetulajdonosokat, hogy megismerjék a tulajdonukban lévő pince környezeti paramétereit, az esetleges fejlesztés lehetséges irányait. Továbbá a pince minősítése során a készült dokumentum segítségével képesek lesznek azt a tényeknek megfelelően propagálni, annak árát megszabni, továbbá a vevőt is megfelelő információhoz juttatni. Végül soron a területi különbségekből adódó eltérések számszerűsítése által nyílik lehetőség az ebből fakadó értékbeli különbségek objektív meghatározására.

Irodalomjegyzék

- Botos E. – Szabó A. 1998. A magyar borok származása. És eredetvédelmét biztosító rendszer kialakítása a teljes bor vertikumra. In: A szőlőtermesztés helyzete és kilátásai MTA Agrártudományok Osztálya, Budapest, pp. 104-107.
- Csemez A. 1996. Tájtervezés-tájrendezés.- Mezőgazda Kiadó, pp. 153-277.
- Eperjesi I. – Kállay M. – Magyar I. 1998. Borászat. Mezőgazda Kiadó
- Kozák M. – Pöspöki Z. – Majoros Zs. 1998. Földtani értékek minősítése – Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina, pp. 327-339.
- Kotler, P. – Asplund, c. – Rein, I. 1993. Marketing Places: attracting investment, industry and tourism to cities, states and nations. New York, Macmillan, 388. p.
- Nagy R. 2008. Borászati- és borturisztikai hasznosítású pincék minősítő rendszere – In: szerk. Kiss F. – Vallner J.: Hallgatók a környezettudományért. Nyíregyházi Főiskola TTFK, Nyíregyháza, 260 p.

A szőlőművelés múltja és jelene a Vászolyi-medencében

Endrődi Judit

ELTE TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
pszahi@gmail.com

1. Bevezetés

A Pécselyi-medence hazánk egyik legrégebben lakott vidékei közé tartozik, apró települései napjainkig őrzik a hagyományos gazdálkodás számos emlékét. Ez a térség a Balaton-felvidék egy jellegzetes kultúrtája, amelynek alapvető tényezője, használója, alakítója mindig is a tájban jelen levő ember volt. A Pécselyi- Vászolyi- és Balatonszőlősi-(rész)medencékben fekvő települések változatos történelmi fejlődésen mentek keresztül, amely – a lokális természeti adottságokon túl - jelentősen meghatározta tájhasználatuk jellegét, máig tartó alakulását.

Eddigi kutatásaim során Vászoly tájföldrajzi és történelmi-néprajzi vizsgálatával foglalkoztam, áttekintve a tájhasználat változásának tendenciáit az elmúlt kétszáz évre vonatkozóan. Kísérletet tettem a hagyományos tájföldrajzi-tájtörténelmi feldolgozás néprajzi szemléletű kiegészítésére és a néprajz módszereinek, eszközeinek alkalmazására. A faluban végzett, 2004 óta tartó folyamatos gyűjtőmunkák, terepbejárások és a felhalmozott történelmi forrásanyag lehetőséget adtak a vizsgálat során egy-egy tájhasználati típus – mint pl. a szőlőművelés és a hozzákapcsolódó antropogén felszínformák – behatóbb vizsgálatára. Jelen dolgozat a szőlő- és bortermelés témakörében feltárt eddigi eredményeket hivatott bemutatni a Vászolyi-medencére vonatkozóan. A vizsgált területet a falu mai közigazgatási határa jelöli ki, ami mintegy 8,85 km²-t ölel körül. A tájhasználat változását a XVIII. század végétől napjainkig követtem nyomon, de annak részletes bemutatására természetesen itt most nincs lehetőség. A szőlőművelés tájtörténelmi szerepe a vizsgált medencék esetében kiemelt fontosságú, ezért vizsgálata is nagy jelentőséggel bír.

2. Módszerek és mintaterület

2.1. Alkalmazott módszerek

A kutatás során a kitűzött célok sokrétűségének megfelelően mind a természet-, mind a társadalomtudományok módszereit alkalmazni kívánjuk, bevonva így a tájföldrajz, településföldrajz, kultúrföldrajz, néprajz, térképtudomány és agrártudomány szempontrendszerét is. Kísérletet teszünk tehát arra, hogy több tudományterületet érintő interdiszciplináris megközelítést alkalmazva tárjuk fel részletesen a vizsgált tájban lejátszódó változások összefüggéseit.

A Vászolyi-medence tájhasználati térstruktúrájára vonatkozó eddigi vizsgálatok alapját – mely egyben a további kutatások alapját is képezi – a katonai felmérések (I-II-III.), valamint XX. századi térképszelvények, légifelvételek és űrfelvételek adták. Ezeknek kiegészítéseként figyelembe vettem az idevágó történelmi agrárstatisztikai adatokat is, az utóbbi két évszázad tájtörténetének kutatásaihoz ugyanis fontos forrást, adalékot jelenthetnek (Szilassi 2006).

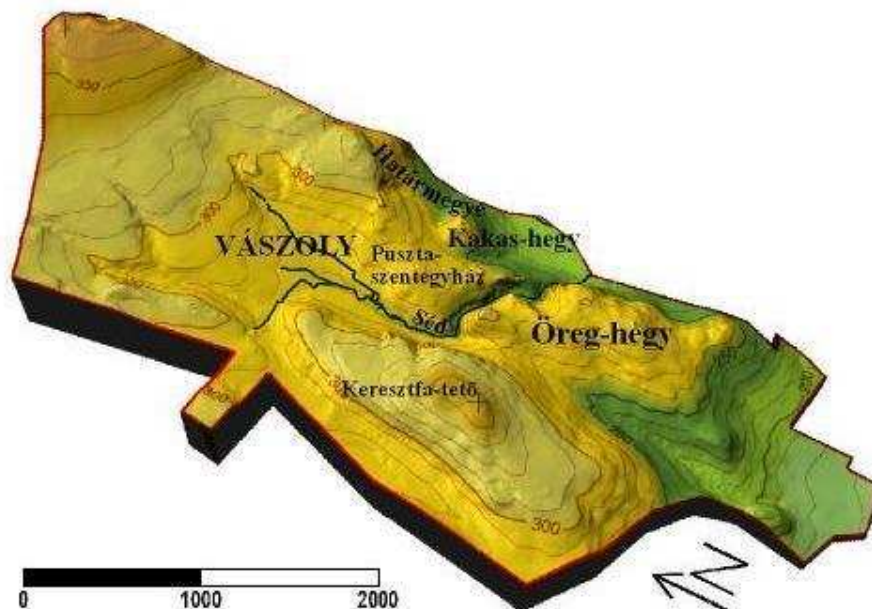
A XX. századi változások részletes feltárásához néprajzi adatgyűjtést végeztem és számos helybeli adatközlő „kikérdezésével” gazdag néprajzi információanyagot nyerhettem a vizsgált térségre és közelebbi-távolabbi kapcsolatrendszerére vonatkozóan (2004 és 2008

között nyolc gyűjtőúton voltam, amelyek során a hagyományos gazdálkodás egyes ágazatainak átfogó vizsgálatát végeztem el az alábbi témakörökben: szántóföldi művelés; erdőgazdálkodás; népi kertkultúra; gyümölcstermesztés; gyűjtögetés; rétgazdálkodás; a szőlőhegyek és szőlőskertek hagyományos igazgatása és rendje; a szőlőhegyi élet szokásai; víznyerés, források, kutak; a falu külső kapcsolatrendszere és történeti tudata; a paraszti árucseré; a falu kereskedelme és kézművesipara). Vászoly és környéke tájfeldrajzi viszonyainak feltárása érdekében geomorfológiai megfigyeléseket végeztem, részletesen megvizsgáltam és térképen rögzítettem a szőlőművelés során keletkezett antropogén formák – kőszáncok, kőhalmok – mennyiségi és elhelyezkedési viszonyait és elvégeztem morfológiai jellemzésüket is.

2.2. A mintaterület tájfeldrajzi jellemzése

A Pécselyi-medence és részmedencéi a Bakonyvidékhez, mint középtájhoz tartozó Balaton-felvidék kistájcsoport DK-i felén helyezkedik el, a Balaton-felvidék és kismedencéi kistáj részeként. A kismedencét északi irányból egy ÉK-DNy irányú rögsorozat választja el a Veszprém–Nagyvázsonyi-medencétől. Legnagyobb kiterjedésű a névadó Pécselyi-medence, melytől igen nehezen különíthető el a tőle keleti irányban elterülő Balatonszőlősi-medence. A nyugat felől szomszédos, legkisebb területű s egyben legmagasabb fekvésű Vászolyi-medencét a Kakas- és Bagó-hegy határolja le környezetétől (Mészáros et al. 2003). A különböző ellenálló-képességű kőzetek változó mértékű lepusztulása eredményeként alakult ki a terület mai domborzata, amelyet fennsíkok és kúpok, eróziós-deráziós völgyek és enyhén tagolt hegyláb felszínek változatos formái jellemeznek (Marosi és Somogyi 1990).

A Vászoly belterületén fakadó Séd-patak É–D-i irányú völgyet mélyít, majd a Malom-völgyben Ny–K-i irányú szűk, áttörésszerű völgyben halad. E szakaszon a legmeredekebbek, helyenként 25%-ot meghaladó lejtőszögűek a völgyoldalak. A Hűvös-völgy hosszanti eróziós völgye – a Séd völgyének D-i folytatásaként – É–D-i irányban szeli ketté a Vászolyt övező dombvidéket, amit szemléletesen mutat be a domborzatmodell (1. ábra).

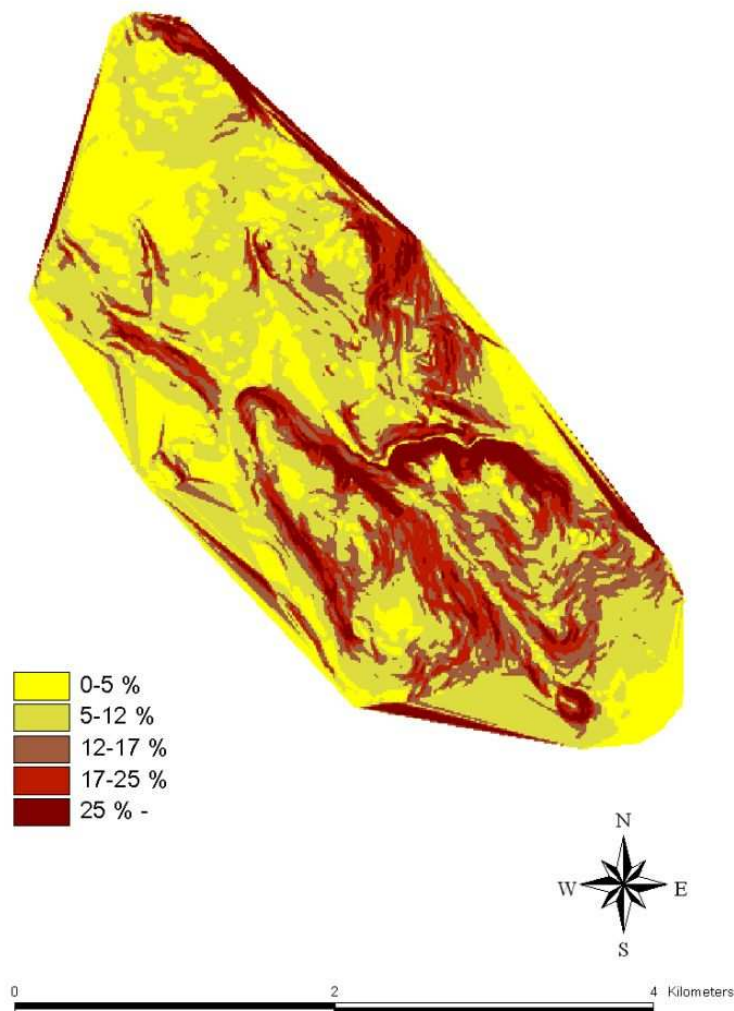


1. ábra. Vászoly és környéke domborzati modellje néhány fontosabb szőlőtermesztő terület nevével

Összeszűkülő völgyének Ny-i oldalában magasodik a terület egyik legmagasabb pontja, a Keresztfa-tető (349 m), a völgytől K-re pedig a széles tetőszintekkel jellemzett, deráziós völgyekkel tagolt Öreg-hegy alacsonyodik le fokozatosan a part felé.

A terület tszf-i magassága 176–373 m között változik. A domborzati viszonyok jellemzésekor elengedhetetlen a terület lejtő- és kiettség-viszonyainak áttekintése, hiszen ezek a mezőgazdasági művelés területi kiterjedésének és jellemzőinek meghatározó tényezői.

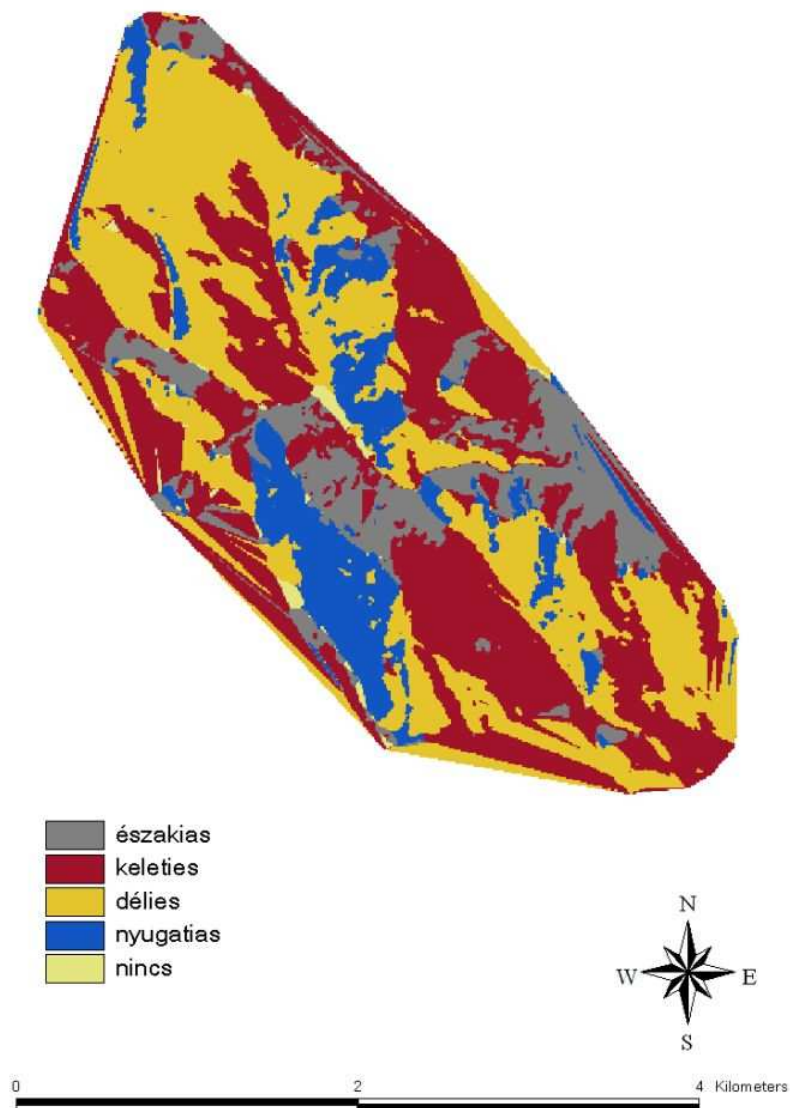
A lejtőkategóriák közül az 5–12 és a 12–17% tartomány túlsúlya figyelhető meg. Ennél meredekebb, helyenként a 25%-os lejtést is meghaladó térszíneket a Séd áttöréses völgyében különíthetünk el (2. ábra). Az É-i határrészek lankás, döntően 5–12%-os lejtői egyértelműen kirajzolják a folyamatos művelés alatt álló szántóföldeket, továbbá jól látható, hogy a szőlőművelés számára kedvező lejtésviszonyok (12–17%) elsősorban az Öreg-hegyen és a K-i határrészekben érvényesülnek, ahol a szőlővel való foglalkozás valóban évszázados múltú a tevékenység.



2. ábra. Vászoly és környékének lejtőkategória-térképe

A terület többnyire délies kiettségű és jelentős a keleties lejtők részaránya is. Nagyobb kiterjedésű nyugatias térszín csak a Keresztfa-tető oldalában található (3. ábra).

A szőlőművelés szempontjából igen fontos földrajzi tényező az éghajlat. A vizsgált terület a Péczely-féle körzetesítés alapján Magyarország mérsékelt meleg, mérsékelt száraz éghajlati körzetébe tartozik. Az É-i part délies kitettségű, földtani felépítésükből adódóan meredek lejtői a napsugárzás hatására a D-i part domboldalainál erősebben melegszenek fel. Ennek köszönhető, hogy e térség átlagos hőmérséklete magasabb, mint a Balaton körüli egyéb partrészeké. Az évi középhőmérséklet 10 °C, az átlagos évi csapadékösszeg 650 mm (Kakas 1969). A szőlő a vegetációs időszakban 1300–1600 napsütéses órát kíván meg (Boros 2005), ez az érték a Vászolyi-medence környékén szintén kedvezően, 1420–1440 óra között alakul (Kakas 1969).



3. ábra. Vászoly és környékének lejtőkitettség-térképe

3. Eredmények

3.1. A Balaton-felvidék szőlőművelésének történeti áttekintése

Vászoly 1950-ig a Tapolcai járás részeként Zala megyéhez tartozott. Bár 1950-ben a járást 352 településsel Veszprém megyéhez csatolták, történelmi öröksége Zala megyéhez köti. A történelmi Zala megye, s benne a Balaton-felvidék szőlő- és borkultúrája kiemelkedő nemzeti örökség. A szőlőtermesztést már az i.e. III. század körül ismerték és a Dunántúlon – ahol erre alkalmasak voltak a feltételek, pl. a Balaton-felvidéken is – elterjedt hasznosítási forma volt (Laposa 1988). A régészeti ásatások során előkerült római kori eszközök arról tanúskodnak, hogy a térség csaknem összes településében meghatározó, sőt az ókori Pannónián belül a legkiemelkedőbb jelentőségű volt ez a tevékenység.

A XI. századtól kezdve a szőlő- és bortermelés országszerte olyannyira virágzásnak indult, hogy az állattartás és gabonatermesztés után az ország gazdasági életében ez az ágazat foglalta el a harmadik helyet (Feyér 1981). Ekkor már számos Balaton-felvidéki falu (Vörösberény, Felsőörs, Paloznak, Csopak, *Vászoly*, Gyulakeszi, Hegymagas) határában volt szőlőművelés. A nagy egyházi birtokokhoz is kiterjedt szőlőterületek tartoztak. A Tihanyi Apátság alapítólevele szerint (1055) húsz háznép (mausio) kapott szőlőt I. András királytól, a tihanyi monostor alapítójától. Az apátsághoz ekkor Dörgicse, Örvényes, Alsóörs, Pécsely, Felsőörs, Udvari, *Vászoly*, Szőlős település tartozott, de írásos emlékek vannak e korból a környékbeli Tagyon, Szentjakabfa és Csicsó szőlőtermesztéséről is.

A veszprémi káptalan birtokainak összeírása (1082) – amely ugyan a XIV. században keletkezett hamisítvány, de az alapjául szolgáló XI–XII. századi feljegyzések feltehetőleg hitelesek – többek között *Vászolyban* 10, *Szöllősen* 9, Kálon 11, Hegymagason 8, Keszin 2, Dörgicsén 2, Paloznagon és Csopakon 46 szőlőt – és 2 vincellért – említ (Holub 1960). A középkor legkiemelkedőbb borvidékei a szerémségi, somogyi, baranyai, nógrádi, majd a veszprémi és a *zalai*, ill. az erdélyi területek voltak. Ugyanebben az időben több szomszédos faluval egyetemben *Vászoly* fő megélhetését is a szőlőművelés adta (Kasza 1998). Promontóriumát 1363-ban említik, szőlőjét helybeliek és vidékiek használták (Kovacsics és Ila 1988).

A XVI. században az ország jelentős része török uralom alá került. A hódítás során *Vászolyt* kétszer (1531, 1548) is felégették a törökök és rajta kívül számos Balaton környéki település is elnéptelenedett. Földjeik megműveletlenül maradtak, így az erdő helyenként szinte a vízpartig nyomulhatott előre.

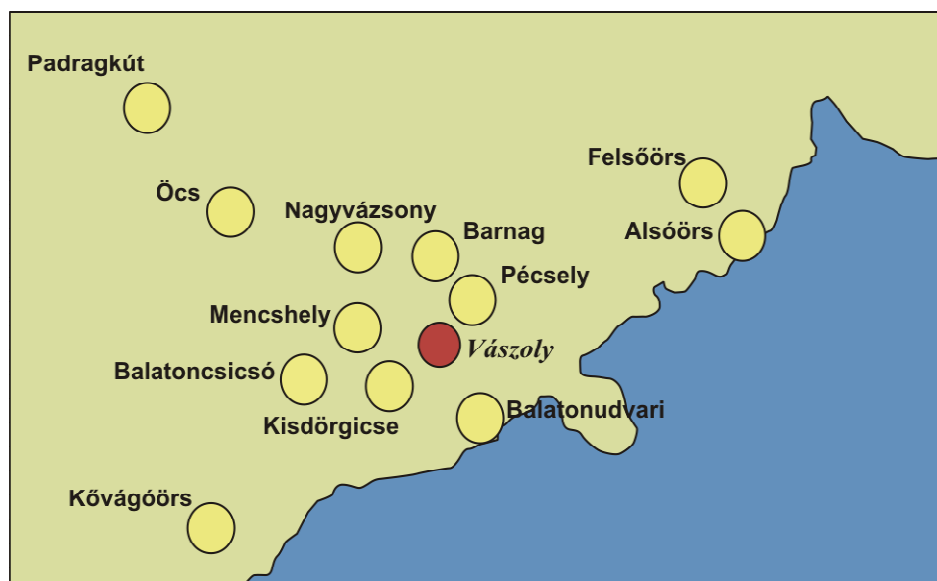
A török kiűzése után az újratelepült falvakban a XVIII. századra fellendülő építkezési kedvhez ezek az erdők adták az alapanyagul szolgáló fát. A Balatont keretező erdők határait azonban nem elsősorban a fakitermelés, hanem a szőlőkultúra újbóli elterjedése jelölte ki. A földesurak ugyanis azokat a balatoni községeket, amelyeknek határa szőlőtermelésre alkalmas volt, a török kiűzése után művelésre adták át (Sági. és Zákonyi 1970). Jobbágy, városi polgár és nemes egyaránt irthattott erdőt és telepíthetett szőlőt, s „hegyvámot” fizetett haszonbér fejében. A hegyvámos szőlőt még a jobbágy is sajátjának érezhette, szabadon rendelkezhetett felette, eladhatta, elzálogosíthatta vagy örökíthette.

A szőlőtermesztés fellendülésével – szemben a török idők gyakorlatával – a jobbágyokat újra kilenced fizetésére kötelezték (Laposa J. 1988). Mivel lényegében bárki szerezhethetett szőlőterületet bármely falu határába eső szőlőhegyen, a szőlőbirtokosok jelentős részére nem vonatkozhatott volna a falu paraszti közösségének, ill. bírójának döntése. Ebben a helyzetben olyan intézmény, a hegyközség létrehozására volt szükség, amely mind a szőlőterület, mind a szőlőbirtokos személyek ügyeiben való döntésre illetékes volt (Égető M. 1985).

A szőlőhegy birtokosai – földesúr, polgár, jobbágy – hegyközségekbe tömörülve vállaltak kötelezettséget a hegyközség szabályainak, articulusainak betartására. E törvényekben rögzítették a szőlőbirtokosok vagyon- és jogvédelmének valamennyi kérdését, a szőlősgazdák kötelezettségeit, gyakran még a szőlőhegyen való viselkedés normáit is. A hegyközség tehát olyan önkormányzati rendszert jelentett, amely rendi hovatartozásra való tekintet nélkül fogta össze a szőlőhegyen birtokló személyeket. E termelői szervezetek elsősorban a Dunántúlról, Vas, Zala és Veszprém megye területéről ismertek. A hegyközségeknek voltak fizetett alkalmazottai is, éves szolgálatra fogadott *szőlőpásztorok*, akiket egyes dunántúli falvakban *hegymesternek*, az ország ÉK-i részén *kerülőnek* neveztek.

Az erdőirtásokkal nyert területekre újabb és újabb szőlőket telepítettek (*vineas plantare*), a borkereskedelem pedig még az egészen kis falvaknak is nagy jelentőséget adott.

A vászolyi határban fekvő szőlőbirtokok a XVIII. században – a század végétől Öreghegynek nevezett – Almádi és Újhegyként vannak megjelölve. Területük 1764-ben 286 és ¼ hold (164,7 ha), amelynek termése 2345 akó (1297 hl). A leírás szerint ebből jutott bőven nem helybeli gazdáknak is (*extraneus birtokosok*): „Vászolyon 1763-ban a szőlőhegyen vászolyiakon kívül *pécselyieknek*, *öcsieknek*, *nagyvázsonyiaknak*, *vöröstóiaknak*, *kővágóörsieknek*, *alsó-felsőörsieknek*, *csicsóiaknak*, *mencshelyieknek*, *padragiaknak*, *kisdörgicseieknek*, *barnagiaknak* és *udvariaknak* volt szőlőjük” (Kovacsics és Ila 1988) (4. ábra).



4. ábra. Vászolyi szőlőterületekkel rendelkező települések a XVIII. században¹

A hegyközségek virágkora a XVIII–XIX. századra teljesedett ki. A hegyközségekbe tömörült vászolyi szőlőbirtokosok tulajdona a XVIII. század közepén 198 kataszteri hold volt, amelynek nagy része azonban a XIX. század végére a filoxéravész következtében kipusztult. Az Almádi, Alsóörs, Csopak, Balatonfüred, Lovas, Nagy- és Nemespécsely, Paloznak, Szőlős, Vászoly szőlőhegyeire vonatkozó hegyközségi jegyzőkönyvekből és a veszprémi káptalan irataiból azonban kiderül, hogy a művelés még a XIX. század végi hanyatlás ellenére is folyamatos maradt.

¹ Az ábra az 1962-es Gauss-Krüger vetületű, 1:300 000-es méretarányú térképszelvény alapján készült.

A szőlőművelés egykor nagyszámú emlékei (hajlékok, pincék, présházak) közül néhányal még ma is találkozhatunk. Egy részük XVIII., többségük pedig XIX. századi építésű (Laposa 1988.).

A filoxéravész előtt a Balaton melléke a leghíresebb fehérbortermő vidékeink élvonalában állt az érmelléki, Fertő melléki, Pozsony környéki, neszmélyi és tokaji borvidékekkel egyetemben. A filoxéra azonban 1875-re ezt a vidéket is elérte. Mivel ez a kártevő homokban nem él meg (járatai a homokban beomlanának), ezért a pusztítás értelemeszerűen a kötött talajú szőlőket érintette, köztük a Balaton-felvidékieket is. Számos bortermeléssel foglalkozó település ment tönkre és veszett el a gazdák megélhetése. A járvány terjedése 1885–1886-ban gyorsult fel és Almádi irányából végigsöpört az egész Balaton-felvidéken, 1886-ra már Zánkát is elérte. A fertőzött terület nagysága meghaladta az 1600 holdat, az ültetvények 65%-a megsemmisült. Nemespécseyen 80, Vászolyon 45 kataszteri holdon állapították meg a fertőzést (Lichtneckert 1990). 1895-re mindössze 8 kataszteri hold megművelt szőlőt tartottak számon Nemespécseyen, ahol 1873-ban még 488 kataszteri hold szőlőt műveltek (Mészáros et al. 2003).

A filoxéravészt követően a szőlőművelési mód is megváltozott. A borvidék hagyományos művelésmódját, a fejművelést a bakművelés váltotta fel, amelyhez karós támaszt alkalmaztak. Az újratelepítési munkálatok az I. világháborúig, sőt helyenként még a két világháború között is folytatódtak. A világháborúkat követően a borvidéken is megjelentek a nagyüzemek, melyek ugyan fékezően hatottak az egyéni szőlőművelésre (Illés [szerk.] 1981), de a kisparcellás és az üdülőtelteken folyó szőlőtermesztés viszonylag jelentős maradt. A szőlőhegyek azonban fokozatosan elvesztették egységes képüket: a szőlők közé szántásparcellák ékelődtek, a tóparton nyaralótelepek létesültek. 1949-ben törvényerejű rendelettel oszlatták fel a hegyközségeket, amelyek csaknem négyszáz éve működtek és adtak intézményes keretet a termelésnek. A kisebb falvak szőlőhegyei gazda nélkül maradtak, ami óhatatlanul magával hozta a szőlők és a pincék lassú pusztulását (Laposa, 1988).

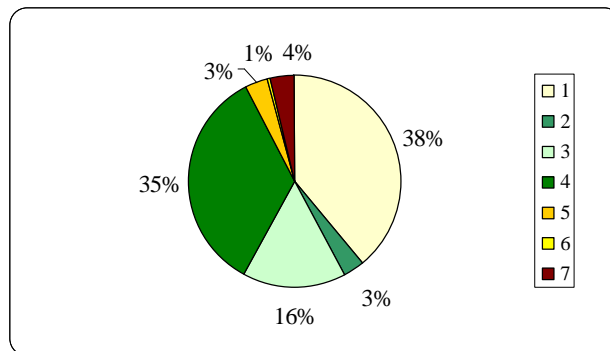
3.2. Vászoly szőlőművelése a XVIII. századtól napjainkig

A magyar királyi kereskedelemügyi miniszter 1897. évi 53.850. számú rendeletének 7. paragrafusa szerint a „...16. Badacsonyi borvidék magában foglalja Zala vármegye tapolczai járását, továbbá Meszes-Győrök és Keszthely községeket.” (Laposa 1988.) Vászoly, Pécsely és Balatonszőlős szőlőterületei tehát ekkor a badacsonyi borvidék részeként szerepeltek, napjainkban azonban a 24 települést területét magába foglaló Balatonfüred–Csopaki borvidékhez tartoznak, amely Veszprém megyében, az Alsóörstől Zánkáig húzódó hegyláncolat lejtőin, a hegylábi területek enyhe lankáin és a hegyek által közrefogott számos völgy és medence oldalain, a Bakonyvidék agroökológiai körzetben alakult ki, tehát lényegében a badacsonyi borvidéktől K-re eső szőlőterületeket foglalja magába. Tihany községnek a borvidékhez való csatolásával településeinek száma 24-re bővült, amelyből 17 (Alsóörs, Aszófő, Balatonakali, Balatonalmádi, Balatonfüred, *Balatonszőlős*, Balatonudvari, Csopak, Dörgicse, Felsőörs, Lovas, Mencshely, Örvényes, Paloznak, *Pécsely*, Tihany, *Vászoly*) a balatonfüred–csopaki körzethez, 7 (Balatoncsicsó, Monoszló, Óbudavár, Szentantalfa, Szentjakabfa, Tagyon, Zánka) pedig a zánkai körzethez tartozik.

A szőlők jelentőségét Vászoly gazdálkodásában már *Fényes E.* is kiemeli: „A helység egy alacsony halom lejtőjén és völgyben épült, északra és délre erdős, nyugatra felette köves, keletre hegyes, völgyes tájékon. Szép forrásai és szőlői vannak.” (Fényes 1851)

A szőlőnek elsősorban a meleg, napos és lankás domboldalak kedveznek (Papp 1972). A korábbiakban elemzett lejtőkategória- és lejtőkitettség-térképek szerint (2. és 3. ábra) a szőlőművelés a XX. századot megelőzően a déli határban húzódó Öreghegyre

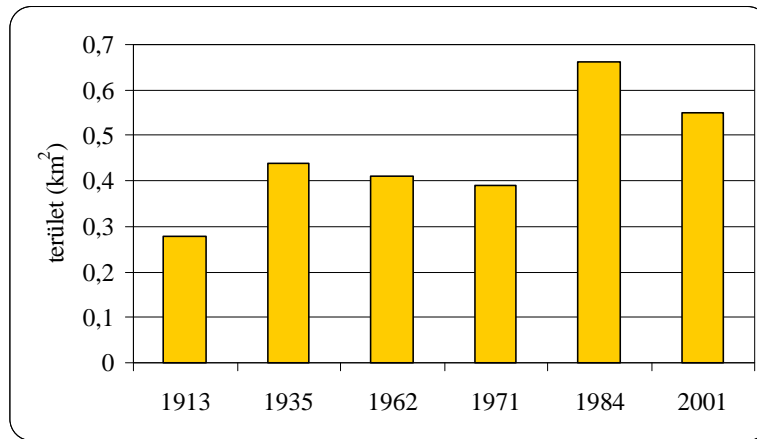
koncentrált. Horváth József (sz. 1919) vászolyi adatközlő szerint a filoxéravész előtti időkben a falunak annyi bora volt, hogy szüret után nem fért el a pincékben, ezért az egyik pincéhez vezető úton kihelyeztek egy hordót, csapra verték és bárki arra járó egy bögrével ihatott belőle. Ezt az állapotot változtatta meg a filoxéravész; az adatközlők szerint ekkor szegényedett el a falu és hagytak fel sokan végleg a szőlőtermesztéssel. Egy 1913. évi statisztika szerint az egyéb művelési ágak mellett a szőlő gyakorlatilag alig érzékelhető, 3%-os jelenlétével az utolsó helyre esett vissza a művelési ágak sorrendjében (5. ábra). (100 évvel korábban majdnem 20%-os részesedése volt.) Mindez arról tanúskodik, hogy a szőlőművelést a századfordulón gyakorlatilag a nulláról indulva kellett újra talpra állítani. Sokan nem is próbálkoztak az új fajtákkal, hanem a területet szántóként hasznosították tovább.



5. ábra. A vászolyi területhasználat 1913-ban. – 1 – szántó; 2 – rét; 3 – legelő; 4 – erdő; 5 – szőlő; 6 – gyümölcsös; 7 – település. – (Németh 1988)

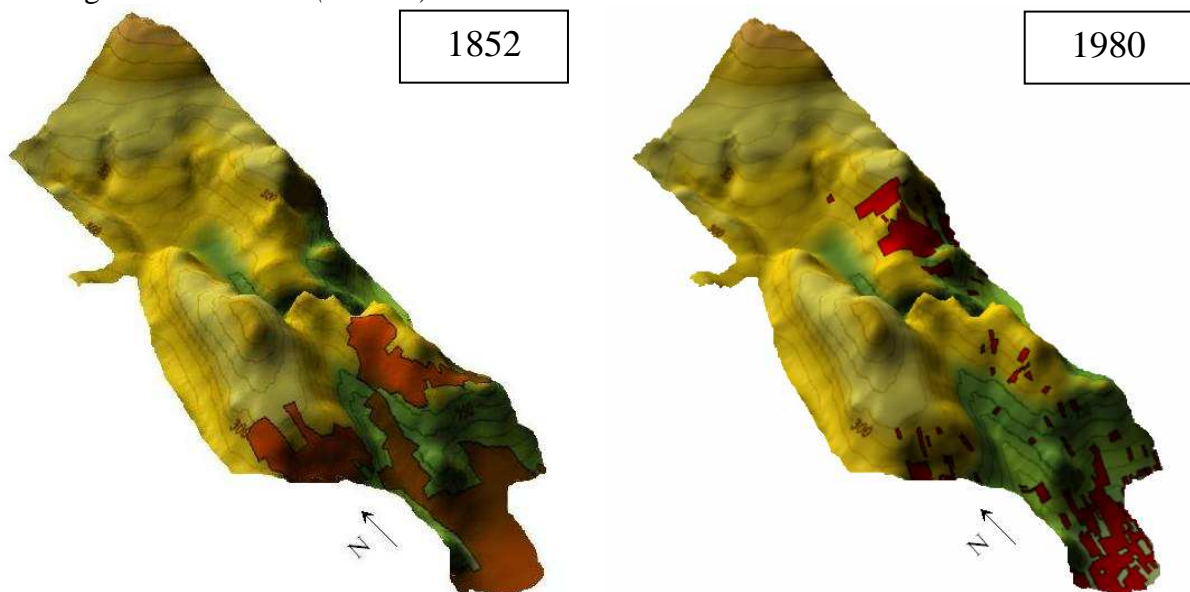
A filoxéra utáni új telepítésű szőlők három nagyobb területre összpontosultak. Legjelentősebbnek továbbra is az Öreg-hegy bizonyult (természetesen korántsem olyan mennyiségű szőlővel, mint azelőtt), annak ellenére, hogy rendkívül nehezen művelhető terület, hiszen talaja igen köves. Egyesek szerint azonban ez kedvező körülmény, hiszen az egész nap átmelegedett kövek éjszaka kisugározták a hőt, „melegítették”, érlelték a szőlőt. A másik jelentős szőlőterület a Határmegye-dűlőben, a pécselyi határ irányában fekszik. További különálló részekben találunk kisebb szőlőparcellákat a Kakas-hegy („Kokas-hegy”) oldalában és a Pusztaszentegyházi-dűlőben is (1. ábra). A XX. század első felében zajló első szőlőrekonstrukció során a térség új szőlőültetvényei itt is fokozatosan a hegyláb felszínek felé mozdultak el, felhagyva a korábbi, hagyományos művelés alatt álló, nagyobb lejtőszögű területeket (Szilassi 2006).

A XX. század közepén a statisztikák által kimutathatóan csökkent a szőlők területi kiterjedése (6. ábra), mely elsősorban a szocialista gazdaságpolitikával, az egyéni gazdaságok ellehetetlenítésével magyarázható (Szilassi 2003).

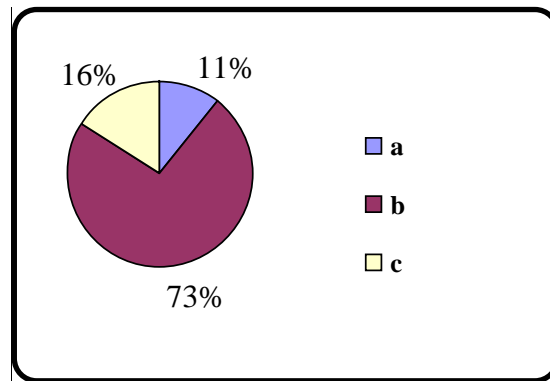


6. ábra. A megművelt szőlőterületek kiterjedésének változásai a XX. században Vászolyon. –
 Forrás: KSH 2002

A mezőgazdaság szocialista átszervezését követően a '60-as évektől országos szinten kezdetét vette a második szőlőrekonstrukció. Az ország más tájaihoz hasonlóan (Csorba 1999; Szilassi 2003) a Vászolyi-medencében is az alacsonyabban elhelyezkedő, enyhébb meredekségű (ún. „szoknya”), területekre koncentráltak a telepítések, melyek a gépek által is könnyebben művelhetőnek bizonyultak (7. ábra). A '80-as évekre megmutatkozó növekedés a szőlők területi kiterjedését illetően tehát a nagyparcellás művelésre való áttéréssel magyarázható. Fontos azonban, hogy ebben az időszakban a minőségi szemléletet a mennyiségi szemlélet váltotta fel (Nyizsalovszki és Virók 2001). Bár a kordonos művelés hatására megnövekedett a termésmennyiség, a kedvezőtlenebb sugárzásviszonyok és a megváltozott művelési módnak köszönhetően (Boros 1982) a szőlők minősége (cukorfoka) jóval elmaradt a korábbiaktól, melyet a korabeli statisztikák is alátámasztanak. Ezek adatai szerint a szőlők minősége már nem érte el a régiók kiválóságát, láthatóan a közepes, átlagos minőség vált uralkodóvá (8. ábra).

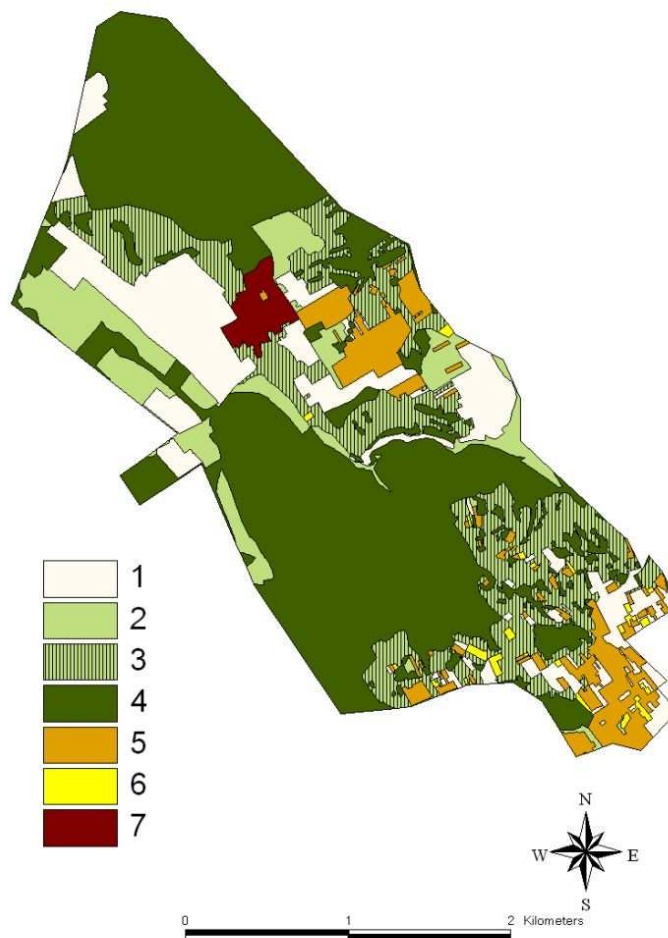


7. ábra. A szőlők területi elhelyezkedés a filoxéravész előtt (1852) és a második szőlőrekonstrukciót követően (1980)



8. ábra. A szőlő minősége Vászolyon 1965-ben. – a – jó; b – közepes; c – gyenge. – Forrás: KSH 2002

Vászolyon napjainkban is paragon hagyott területek, valamint szőlő- és szántóföldek váltakoznak az egykori hagyományos művelésű szőlőföldek helyén. A korábbi szőlőhegyek mára már épületekkel, nyaralókkal tarkított, vegyes művelésű területekké váltak (9. ábra). A szőlő kizárólagos megélhetési forrást már nemigen nyújt a falubelieknek.



9. ábra. Területhasználat 1980 körül – 1 – szántó; 2 – rét; 3 – fás legelő; 4 – erdő; 5 – szőlő; 6 – gyümölcsös; 7 – település

3.3. Egy – a szőlőműveléshez kapcsolódó – antropogén geomorfológiai forma

Az emberi tevékenységek, köztük a földművelés (szántóföldi művelés, rét-, legelőgazdálkodás, szőlőtermesztés) közvetlen felszínalakító munkája, antropogén hatása különböző morfológiai elemeket hoz létre a kultúrtájban, melyek fontos segítséget nyújtanak a táj fejlődésének megértésében. Több hazai kutatás tesz említést hazánk több pontján (Mátra, Börzsöny, Eger környéke, Villányi-hg. stb.) is előforduló, a szántóföldi műveléshez, vagy a szőlőtermesztéshez kapcsolódó teraszokról, árkokról, kőszáncokról, melyek keletkezését országsszerte a XVIII.-XIX. századra datálják – esetenként (Kiss et al. 2005) ennél korábbira is. A szőlőművelés során felszínre kerülő és a parcellák oldalában felhalmozott, napjainkra többnyire visszaerdősült kőszáncok és kőfalak talán a legjellegzetesebb képviselői a köves talajú vidékek antropogén geomorfológiai elemeinek (Ilyés 2005). Ilyen formákkal a Pécselyi-medence egész területén, az egykori szőlőparcelláinak peremén is találkozhatunk (10. ábra). Talán nem véletlen, hogy – Jankó János feljegyzései szerint – az itt élők a fehér kő vidékének nevezték a Kenesétől Akaliig terjedő csopaki borvidék területeit (Lichtneckert A. 1990.). A földből a szőlőművelés során kiforduló köveket a mezsgyehatárookra hordták össze, s azok így ott lassanként falakat – „kőbástyákat”, „kőszáncokat” – alkottak.

A vászolyi lakosok által „kömegyének” nevezett kőrakásokat az asszonyok, fejükön az ún. melencével – ami egy 60 cm hosszú, 30–40 cm magas, fűz- vagy nyárfából készült teknőformájú szállító, tároló eszköz – vagy a hátukon puttonnyal, illetve a gyerekek hordták össze, kézenfekvően a szőlőmezsgye oldalába és leginkább az aljába. Az apróbb kövekből „kőbástyákat” építettek, amelyek magassága akár az 5–6 m-t is elérhette. A nagyobb, laposabb köveket sáncszerűen rakták össze, közülük a meredek lejtőkön ma is láthatunk olyat, amely egyúttal az egykori szőlőművelés felső határát is kijelöli. A köves talaj fáradságos megmunkálását, minden talpalatnyi termőföld hasznosítását jól érzékeltetik Mecséri M. Valéria vászolyi adatközlő szavai: „Nagy akaratlansággal szelídítették a vidéket az itteniek.” A jelenleg is fellelhető kősorok már túlnyomórészt másodlagos növényzettel (facsoportokkal, bokorerdő-foltokkal) borítottak. Magasságuk átlagosan 1,5 m (1. kép), de a legnagyobbak elérik a 3,5–4,0 m-t is (2. kép). Hosszuk igen változó. A leghosszabbak, amelyek egyúttal az összefüggő erdősáv egykori – sok esetben egyben jelenlegi – határát jelölik ki, néhány száz m-esek, némelyik a 300–500 m-t is eléri.



10. ábra. A Pécselyi-medence szőlőparcellái és kőszáncai a 2005. évi légifelvételen – 1 – szőlő
 2 – kőszáncai; (Forrás: Balaton-felvidéki Nemzeti Park)



1. kép. Parcella alsó határában felhalmozott szintvonal irányú kősor, egykori pince
 szomszédságában



2. kép. Karsztbokorerdő foltjaival borított egykori szőlőparcella nyugati peremén felhalmozott kősor

Az egykori szőlőparcellák alsó határát kirajzoló szintvonal irányú és oldalsó peremét jelző lejtőirányú sáncok hossza is néhány 10 m és 150 m között váltakozik. A hegyoldalakat behálózó kőfalrendszerek fontos szerephez jutottak a talajerózió csökkentésében is. Funkciójukat tekintve azonban feltételezhetjük, hogy az erősebb, tömöttebb kőfalak a különböző tulajdonlású parcellák között határmegjelölő szereppel is bírtak (Kiss et al. 2005). Ennek megállapítására előremutató vizsgálatot jelentene a XVIII-XIX. sz.-i birtoktérképekkel való összevetésük.

Sajnos, napjainkban már csak töredékét lelhetjük fel ezeknek az egykor hatalmas kiterjedésű objektumoknak. 1965-től a vászolyi határban mészégetés is folyt, amihez a felhalmozott sáncok szolgáltatták az alapanyagot. A mészégető gödrök maradványai ma is fellelhetők a vászoly–udvari út mentén, a bükkös hegyoldalon. A meszesek Somogyba is szállítottak a kőből, a legnagyobb mennyiséget azonban a '60-as években az útépités emésztette fel. A megmaradt kősáncokat ma már nemzeti örökségünk részeként kellene számon tartani, ezért védelmet érdemelnének.

4. Összegzés

A Balaton-felvidék egy jellegzetesen átalakított kultúrtáj, ahol a lezajlott tájváltozások igen jól tanulmányozhatók, meglehetősen jól dokumentáltak, és vizsgálatuk – különös tekintettel a táj kiemelkedő értékeire – több okból is kiemelt fontosságú: itt fekszik a Balaton-felvidéki Nemzeti Park; a térség Magyarország egyik leglátogatottabb idegenforgalmi területe; és már készülöben vannak a Bakony–Balaton Geopark munkálatai is. Ennek következtében a tájváltozások vizsgálata kiemelt fontosságú a természet- és tájvédelmi célok megvalósításának tekintetében is. A települési szinten zajló kultúrtájvizsgálatok a táj-ember viszonyrendszerében szemlélve olyan történelmi folyamatokra és helyi jelenségekre

világíthatnak rá, melyek mintegy leképezik a természethez való alkalmazkodás és a tájalakító tevékenység általános jelenségeit, törvényszerűségeit.

5. Irodalomjegyzék

- Boros L. 1982: A természetföldrajzi tényezők szerepe a Tokaj-hegy és környékének földhasznosításában. – Földrajzi Értesítő 31. 1. pp. 41-65.
- Boros L. 2005: A természetföldrajzi tényezők szerepe a szőlő cukorfokának alakulásában Tokaj-Hegyalján. – Földrajzi Közlemények 129. 3-4. pp. 147-157.
- Égető M. [szerk.] 1985: Szőlőhegyi szabályzatok és hegyközségi törvények a 17-19. századból. MTA Könyvtárának kiadása, Budapest 5-49.
- Feyér P. 1981: A szőlő-és bortermelés Magyarországon (1848-ig). – Akadémiai Kiadó, Budapest 183.
- Fényes E. 1851.: Magyarország geographiai szótára, III. – Pest
- Csorba P. 1999: Tájszerkezeti változások a Bodrogheresztúri félmedencében (Tokaj-Hegyalja). – Földrajzi Közlemények 123. 3-4. pp. 109-128.
- Holub J. 1960: A bortermelés Zala megyében 1526 előtt. – Különlenyomat a Göcseji Múzeum jubileumi emlékkönyvéből. – Zalaegerszeg. pp. 182-183.
- Illés I. [szerk.] 1981: Tavunk a Balaton. – Natura Kiadó, Budapest. pp. 139-414.
- Kakas J. [szerk.] 1969: Magyarország éghajlati atlasza. – Akadémia Kiadó, Budapest.
- Kasza S. [szerk.] 1998: Veszprém megye kézikönyve. – CEBA Kiadó, Budapest. p. 557.
- Kiss A.-Barta K.-Sümeghy Z.-Czinege A. 2005: Historical land use and anthropogenic features: a case study from Nagymaros – Acta Climatologica et Chorologica Universitatis Szegediensis, 38-39. pp. 111-115.
<http://www.sci.u-szeged.hu/eghajlattan/akta05/111-124.pdf>
- Kovacsics J.-Ila B. 1988: Veszprém megye helytörténeti lexikona, II. – Budapest 417.
- Laposa J. 1988: Szőlőhegyek a Balaton-felvidéken. – Mezőgazda Kiadó, Budapest 16-32.
- Lichtneckert A. 1990: A Balatonfüred-Csopaki borvidék története. – Veszprém, pp. 61-62; 132-292.
- Marosi S.-Somogyi S. 1990: Magyarország kistájainak katasztere, I-II. – MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest. pp. 609-613.
- Mészáros A.-Simon P.-Tóth Sz. 2003: Pécselyi Órkerület (Balaton-felvidéki Nemzeti Park) Természetvédelmi Kezelési Terv. Készült a Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság megbízásából. Pécsely, kézirat
- Németh F. [szerk.] 1988: Földterület. Községsoros adatok, 1895-1984. – Történeti Statisztikai Kötetek, KSH, Budapest.
- Nyizsalovszki R.-Virók V. 2001: Területhasználat időbeli változásai és következményei egy Tokaj-Hegyaljai településen. I. Magyar Földrajzi Konferencia, Szeged, CD-ROM
geography.hu/mfk2001/cikkek/NyizsalovszkyVirok.pdf
- Papp S. 1972: Természetes és antropogén vegetációjú lejtők változásainak összehasonlító vizsgálata matematikai-statisztikai módszerekkel. – Doktori értekezés. Kézirat, Budapest.
- Pintér L. [szerk.] 2002: Szőlőültetvények Magyarországon 2001. (Településsoros adatok) – Budapest
- Sági K.-Zákonyi F. 1970: Balaton. – Panoráma Kiadó, Budapest.
- Szilassi P. 2003: A területhasználat változásának okai és következményei a Káli-medence példáján. – Földrajzi Értesítő 52. 3-4. pp. 189-214.
- Szilassi P. 2006: A területhasználat változásának tendenciái a Balaton vízgyűjtőjén a településsoros statisztikai adatok tükrében. Kiss A. – Mezősi G – Sümeghy Z. [szerk.]: Táj, környezet és társadalom. Szeged pp. 667-676 www.sci.u-szeged.hu/eghajlattan/baba/Szilassi.pdf

Tektonikus és atektonikus jelenségek értelmezése Sásd tágabb környezetében

Görcs Noémi Livia

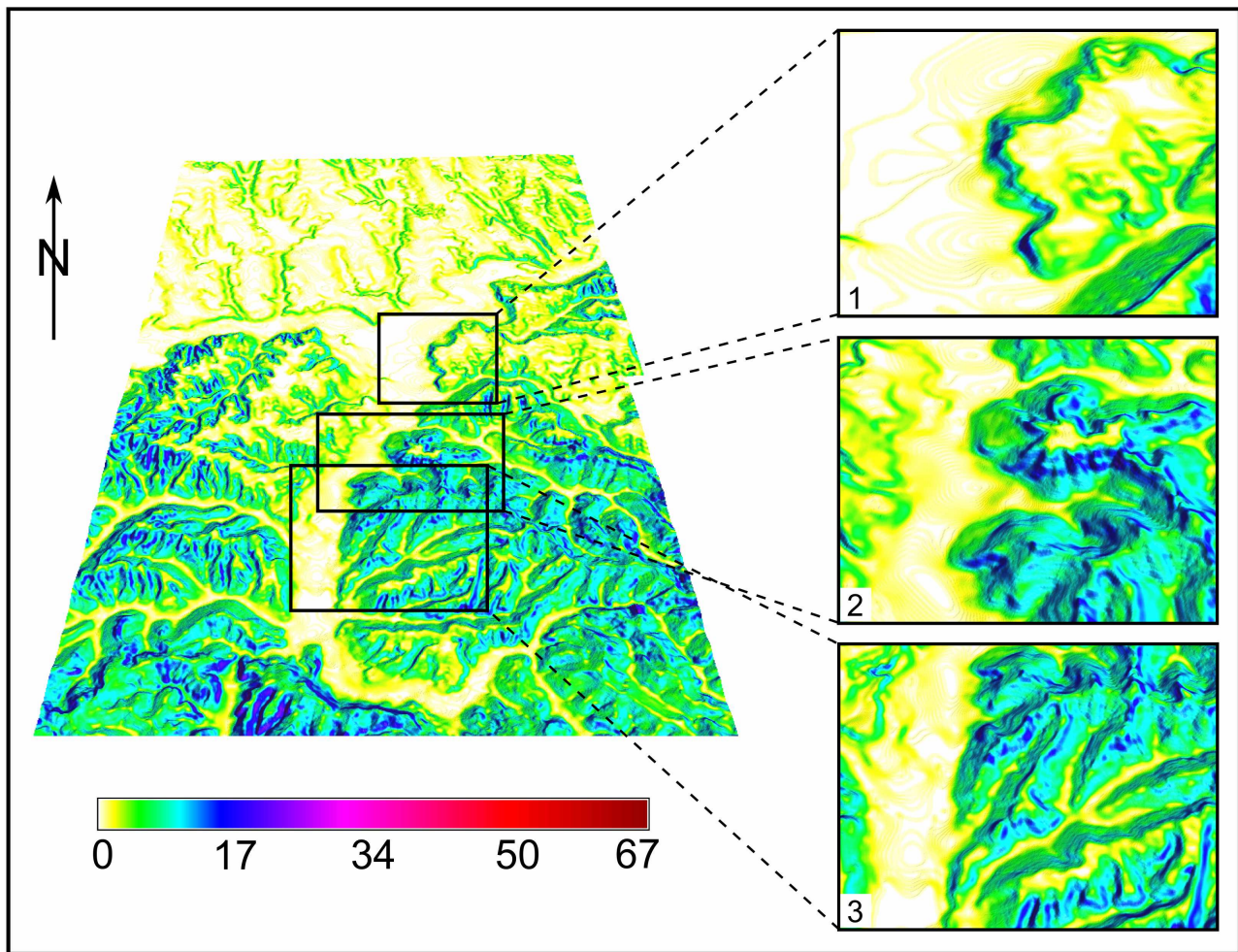
*Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar,
Földrajzi Intézet, Magyarország Földrajza Tanszék
7624, Pécs, Ifjúság útja 6.
E-mail: gnoni@gamma.ttk.pte.hu*

1. Bevezetés

A 20. század első évtizedeiben terjedt el az az elmélet, hogy a Dunántúl dombsági völgyeinek kialakulása főként törésvonalakhoz köthető (Pávai-Vajna 1926,1943,1951; Egyed 1957). 1987-ben újból elindultak a Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsági kutatásai, amely új nézőpontot ad a völgyek és a tektonika összefüggésének. Paks környezetében a pleisztocén és holocén üledékekben észlelt köztréseket vetőkre és törésvonalra utaló körülménynek tekintették (Jaskó és Krolopp 1991), tehát a köztrések szerepét túlértékelték. A geomorfológiai vizsgálatok során kimutatták, hogy ezek egy része atektonikus eredetű, lejtős tömegmozgással összefüggnek, részben száradási vagy fagyhatás okozta repedéseként értelmezhetjük őket (Balla et al. 1993). Ilyen vizsgálatok bizonyították már korábban is, hogy a dunai magaspartok löszfeltárásaiban észlelt deformációk nem tektonikus eredetűek (Scheuer és Schweitzer 1984). A vízfolyások sem követnek feltétlenül tektonikus töréseket, irányítottságukban annyi szerepe van a szerkezeti mozgásoknak, hogy helyi erózióbázisként érvényesül a süllyedő terület (Marosi és Schweitzer 1991, 1997; Balla et al. 1993).

Választásom – az erőmű vizsgálati eredményeit alapul véve – teoretikus elképzelések alapján a Kaposba torkolló észak-déli irányú Baranya-csatorna (szabályozások előtt Baranya-patak) völgyére esett, amely a Mecsek északi előterében található (*I. ábra*). A vizsgálat arra adhat választ, hogy a hatalmas, széles völgy futásirányát mi befolyásolta kialakulása során. Napjainkban igen fontossá vált a természeti veszélyek kutatása, itt a völgy kialakulását befolyásoló tektonikus és atektonikus jelenségekhez kapcsolódóan a földrengés-, illetve a csuszamlás-veszélyesség vizsgálata került előtérbe. Így a geomorfológiai elemzés a süllyedék-területekre, a víz- és völgyhálózat irányítottságaira, valamint a tektonikus mozgásokra, az atektonikus lejtős tömegmozgásokra (fagy- és száradási repedésekre is) és az atektonikaként értelmezhető delle kitöltődésekre irányult. Ezek alapján következtetni tudok arra, hogy az adott szakaszon tektonika vagy atektonika volt meghatározó a völgy formálódásában.

Szénási (1964), Juhász (1972), Kassai (1973), Szádeczky-Kardoss (1973) Lovász és Wein (1974) mélytörést feltételezett a Baranya-patak völgye alatt. Horváth et al. (2005) „A Pannon-medence jelenkori dinamikájának atlaszában” a „Neotektonikai aktív szerkezet” c. térképükön szintén törésvonalat tüntetnek fel. Már néhányan korábban is említettek süllyedék-területeket, mint például Schmidt (1957), aki a Kapos és a Baranya-csatorna találkozásánál egy süllyedő medenceterületet írt le. Szabó (1957) Sásdnál írt le egy süllyedék-területet. Lovász (1977) rámutatott, hogy Oroszló és Sásd között egy hordalékkúp fekszik, amely kitöltötte a sásdi süllyedéket. Valamint leírta, hogy a Sásd környéki vízfolyások mind a medence központi része felé irányultak. A völgyben a termálvizek létét viszont a mélyszerkezettel hozta összefüggésbe.



1. ábra: DEM a lejtőkategória térképből. (Készítette: Görcs és Kovács 2008).

1. Csikóstóttósi magaspárt, 2. A Tarrósi-völgy és északon a Kisvaszari-vízfolyás (Somos-dűlő), köztük az Ódombói-öreghegygel. 3. Vargai-patak és a Sásdi-téglagyár területe

2. Kutatási módszerek

A kutatáshoz a hagyományos geomorfológiai módszerek mellett térinformatikai elemzéseket is alkalmaztam. A terepbejárás során különböző méretarányú topográfiai térképek alapján feltárásokat felvételeztem, arról fotókat készítettem.

A térinformatikai elemzéshez a *Grass 6. 2. 1.* szoftvercsomagot, és az 1: 50 000 méretarányú Magyar Honvédség Térképészeti Hivatal által készített DEM-et használtam. Az *r.slope.aspect* paranccsal lejtőkategória térképet hoztam létre, ahol százalékos beosztást alkalmaztam. Az *r.neighbors* paranccsal szomszédsági analízist végeztem, így láthatóvá váltak a területet meghatározó lejtéstípusok (Bugya 2007).

A vizsgált terület domborzatmodelljét *NVIZ* segédprogrammal jelenítettem meg, amire a lejtőkategória térképet feszítettem. Így láthatóvá váltak a csuszamlásra hajlamos lejtők, völgyek a Baranya-csatorna tágabb környezetében. A völgyi keresztmetszet megjelenítéséhez a *d.profile* parancsot használtam. Ez alapján szépen kirajzolódik a Baranya-csatornához tartozó magaspárt és a csuszamlásokhoz kapcsolódó halmazok a magaspárt aljában.

Továbbá adatokat gyűjtöttem a Dél-Dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóságnál a területen található termálkutak klorid-tartalmáról. Ha magas a sótartalom, akkor törés menti feláramlásra utaló körülménynek tekintjük (Balla et al. 1993). Tehát ha törés illetve mozgás van a felszín alatt, akkor a mélységi vizek klorid-tartalma kimagaslóan megnő (például 700 mg/l a Sárvíz-

völgyében).

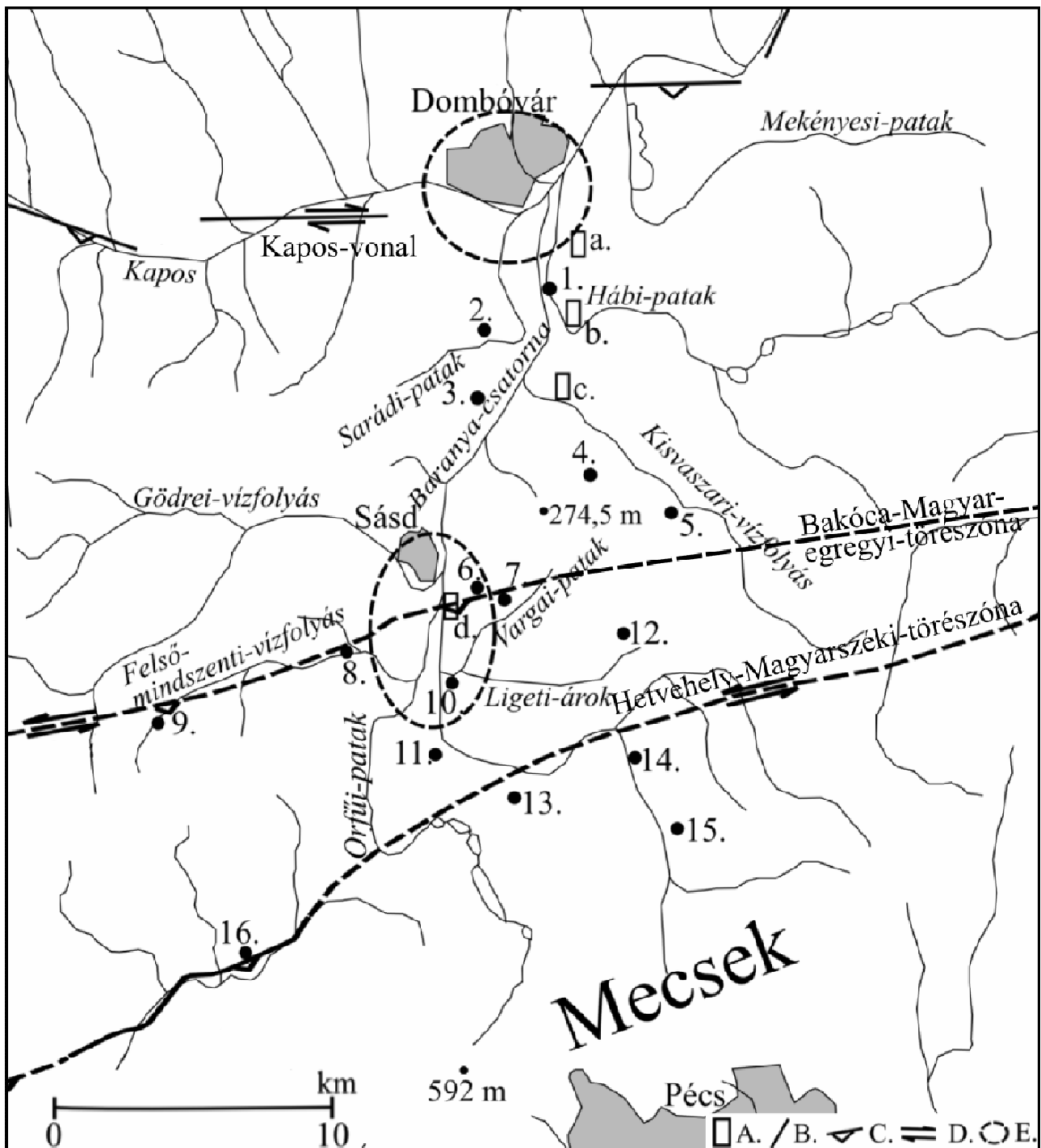
Konrád Gy. – Sebe K. (in prep.) törésvonalakat ábrázoló térképét felhasználva rajzoltam az 2. ábrát. Mivel más méretarányt használó térképpel próbáltam fedésbe hozni, ezért az ábra átrajzott változatát *Inkscape* programmal fedvényként észak-dél illetve kelet-nyugat irányban nyújtottam, amíg a településnevekkel jelölt törések – az általam használt térkép alapján – a települések fölé nem kerültek. Ugyanezt a műveletet végeztem el Csontos L. et al. (2005) által készített Kapos-vonalat szemléltető ábrájával is. Így teljes képet kaptam a geológiai kimutatott, a területet meghatározó neotektonikus törésvonalokról, és hol meghatározóak a völgyek kialakulásában.

3. Eredmények

A negyedik neotektonikai modell a dunántúli fiatal tektonikát K-Ny irányú jobbos nyírási zónaként írja le a kéregben (Gerner et al. 1994). A kutatott területen Dombóvár és Sásd esetében a Ny-K és DDNy-ÉÉK irányú szerkezeti vonalak találkozásánál (Kapos-vonal, Bakóca-magyaregregyi törésvonal) a csomópontokban egy süllyedékrendszer található, amit együttesen Dombóvár-sásdi-süllyedéknek nevezhetünk (2. ábra). A Duna Budapesttől délre lévő szakaszának süllyedék-területeihez hasonlítható, mint a paks-kalocsai, szekszárd-bátai, és a mohács-kisköszegi (Hertelendi et al. 1991, Fábíán 2003). A süllyedék-területet igazolják az arra irányuló vízfolyások, mint például Sásdnál a Gödrei-, a Felsőmindszenti-, a Kisvaszari-vízfolyás, az Orfői-, Ligeti-, és Varga-patak (Lovász 1977). Ugyanez figyelhető meg Dombóvárnál is, a Kiskondai-, Sarádi-, Hábi-, Mekényesi-patak és a Baranya-csatorna is a Dombóvári-süllyedék felé irányul (2. ábra).

A Baranya-csatorna környéki termálvizek klorid-tartalma igen alacsony (Csikóstóttós B-1/A. = 7 mg/l, Kaposszekcső K-12. = 10,6 mg/l, Komló-Sikonda V/A. = 17 mg/l, Sásd K-9. = 18 mg/l, Sásd B-10. = 10 mg/l, Vásárosdombó K-4 = 6 mg/l, Vásárosdombó K-5 = 3 mg/l). Az adatokból következtethetünk arra, hogy az észak-déli irányú völgy alatt lévő mélyszerkezet stabil. Egyedül a 718 m talpmélységű Magyarhertelend-Barátúr K-5-ös kútban mért 201 mg/l klorid-tartalom utalhat a törésvonal menti mozgásra, viszont a kút talpmélységéből adódóan is magas lehet a klorid-tartalom, de a fedvényelemzés is mutatja a Hetvehely-Magyarszék-törésvonalát (Konrád és Sebe in prep.), amely éppen az előbb említett terület alatt húzódik (2. ábra). A Dombóvár-gunarasi termálvíz 131 mg/l-es klorid-mennyiségével a Kapos-vonal aktivitásához köthető.

A Hetvehely-Magyarszék-törésvonal a fedvényelemzés alapján a Bükkösdi-víz, az Orfői-patak egy szakaszának irányultságát befolyásolta, a Baranya-csatorna esetében pedig a Magyarhertelend és Magyarszék közötti szakaszt, ami magyarázatot ad a völgy Ny-K irányú elkanyarodására (2. ábra).



2. ábra: A vizsgált terület áttekintő térképvázlata. Konrád és Sebe, valamint Csontos et al. tektonikus megállapításai alapján rajzolta és bővítette Görcs 2009.

A. feltárás, B. törésvonal, C. feltolódás, rátolódás, D. eltolódás, E. süllyedék-terület 1. Csikóstóttós, 2. Kaposszekcső, 3. Vásárosdombó, 4. Tékes, 5. Kisvaszar, 6. Felsőegreszeg, 7. Varga, 8. Mindszentgodisa, 9. Bakóca, 10. Oroszló, 11. Bodolyabér, 12. Liget, 13. Magyarhertelend, 14. Magyarszék, 15. Komló-Sikonda, 16. Hetvehely

3.1. Vetők

A sásdi téglagyár a Völgyesség délnyugati részén fekszik, Felsőegerszeg község külterületén, melynek jelentős erőforrása az építőipar számára fontos agyag, a vályog, és a lösz. A 20 méter vastag lösz a sásdi téglagyár területén 4–5 talaj tagolja. A téglagyár egykori alsó fejtése többszörösen áthalmozott rétegeket is feltár, melyekben a 20–30 cm nagyságú mészkonkréciók

miatt a kitermelés leállt (Juhász 1972). A feküképződmény pannon agyagos kőzetliszt, és néhol alacsonyabb helyzetben, a völgytalp közelében folyóvízi homokos összlet fedi. Juhász (1972) a téglagyár területét egy völgyközi hátként értelmezte, melyet nyugaton szerint egy párhuzamosan futó É-D irányú szerkezeti vonal, keleten pedig egy ÉK-DNy irányú mellékvölgy fog közre. A téglagyári fejtőben észlelt vető menti elmozdulást a Bakóca-magyaregregyi törésszóna menti elmozdulásnak értelmezhetjük (*1. kép*). A tektonikus mozgások a würmi legfiatalabb löszképződés előtt mentek végbe, majd a lösz a szoliflukciós vöröstalajos felszínre települt. Ezután a würm végén kiújulhattak a mozgások. A sasbércszerű feltolódásra a szakaszosság volt jellemző (*2. kép*).



1. kép: Sásdi téglagyári vető, és szoliflukciós felszín. (Fotó: Bálint 1982).



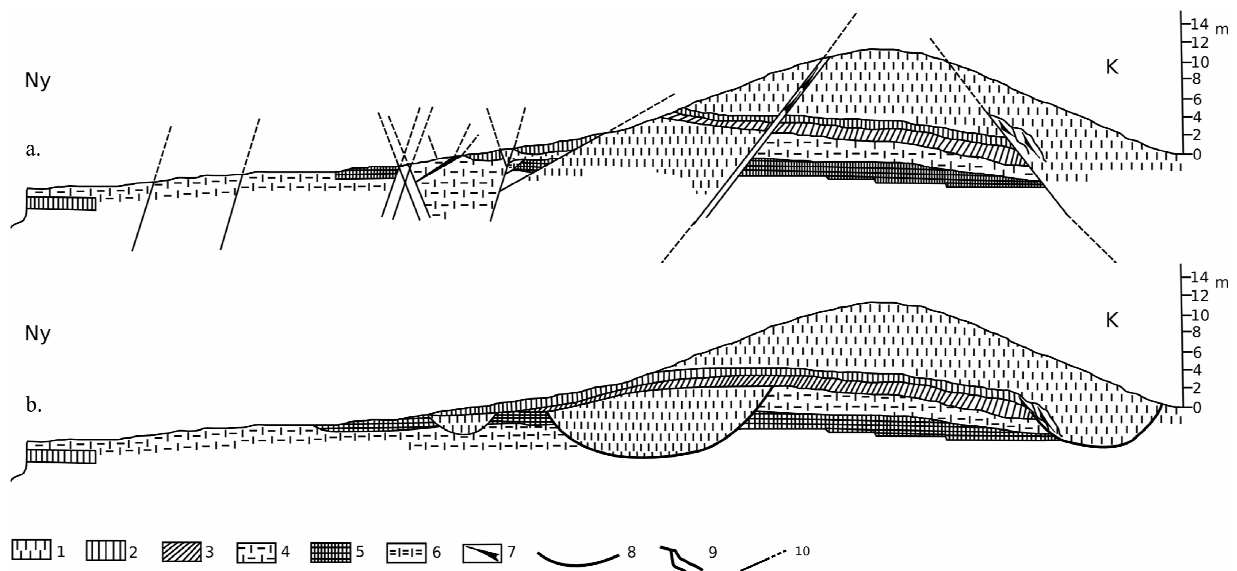
2. kép: Sasbérc-szerű vetődések Sásdon. (Fotó: Görcs 2007).

3. 2. Eltemetett dellék

Pávai-Vajna (1926, 1943, 1951) Paks környékén antiklinális, és szinklinális szerkezeteknek írta le a löszfalakban észlelt jelenségeket, azonban a paksi löszfalban már korábban Lóczy (1913) több szintben betemetett gyengén lejtő szárazvölgyeket írt le. Tapasztalatok alapján a vetőként leírt jelenségek egy részét a betemetett völgyek oldalaiként értelmezhetjük, így tudjuk, hogy valójában nincs tektonika az adott területen

A Sádi-téglagyárban a vetők mellett delléket is találtam. Juhász (1972) nagyon meghatározónak vélte a vetőket, viszont az ábráján a talajok egy síkban maradtak, nem vetődtek el. A terepi megfigyelések alapján a dellék a meghatározók, és ez alapján szerkesztettem át a 4. ábrát (3. kép).

A Kisvaszari-vízfolyás völgyétől északra találjuk a Somos-dűlőt. Ezen a területen egy jelentős, több méter vastagságú kékes-szürke színű pannon agyagréteg fekszik (Lovász 1977), amelyben szintén eltemetett delléket láthatunk (4. kép)



4. ábra. Sádi dellekitöltődés. forrás: Juhász (1972) nyomán újraértelmezte és rajzolta Görcs 2008.
 Jelmagyarázat: 1. eolikus lösz, 2. sötétbarna mezősegi jellegű foszilis talaj, 3. csernozjom barna erdőtalaj, 4. agyagos lösz, 5. barna erdőtalaj, 6. mocsári talaj, 7. elvonszolt mezősegi jellegű talaj, 8. delle, 9. bemosódott paleotalaj, 10. Vető



3. kép: Sádi-téglagyár: eltemetett delle. (Fotó: Görcs 2007).



4. kép: Somos-dűlő: eltemetett delle. (Fotó: Görcs 2008).

3.3. Csuszamlások és földrengés-veszélyesség

A csuszamlásokat két csoportra oszthatjuk a kutatási területen aktivitásuk alapján.

I. Stabilizálódott fosszilis lejtőcsuszamlások. A pleisztocén csuszamlásokat mindenütt lösz fedi (konzerválta a csúszópályát), a holocén csuszamlások annyiban különböznek ettől, hogy pleisztocén vagy holocén felszínen fedő rétegek nélkül terülnek szét a „hát”, „halom”, „púp” formájú kisebb, valamint „épebb” képződményekként (Ádám 1967).

II. Recens csuszamlások az utóbbi évszázadokban, és napjainkig keletkeztek. Fosszilis csuszamlások antropogén beavatkozásra újraéledhetnek, tehát csak időszakos nyugalomban vannak. Kisebb területi kiterjedésűek, és kisebb méretűek az idősebb stabilizálódott csuszamlásoknál. Holocén felszínen terülnek szét, és környezetükből általában takaratlanul emelkednek ki. A csuszamlás szakadásfrontja, halmaza, és nyelve frissebb, épebb, de antropogén hatásra könnyebben pusztulnak (Ádám és Schweitzer 1985).

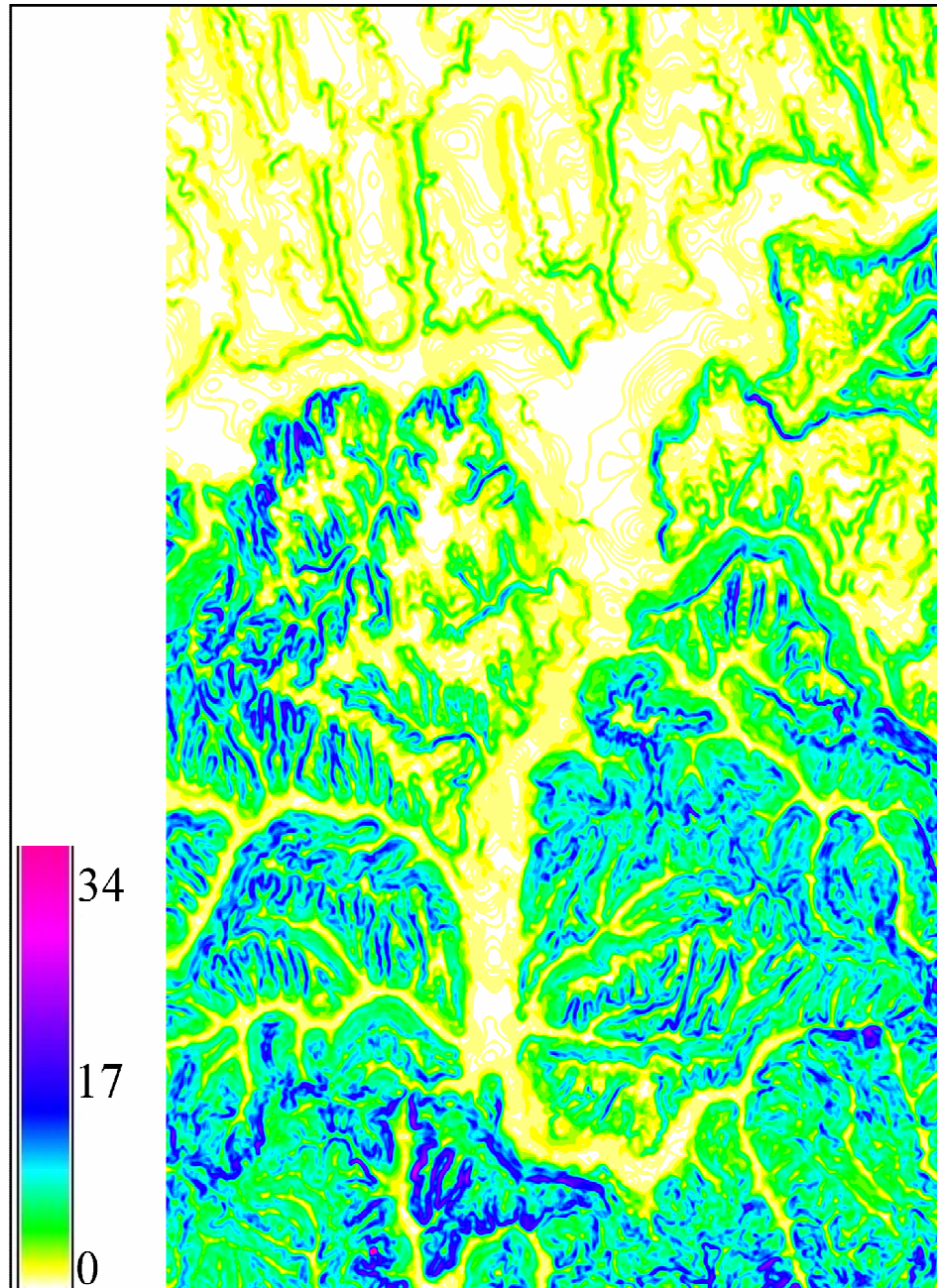
1. Időleges nyugalomban levő csuszamlásos lejtők,
2. Aktív, jelenleg is állandó mozgásban levő csuszamlás veszélyes lejtők.

A lejtőkategória térkép szemlélteti a csuszamlásra hajlamos lejtőket, illetve a nagy völgyi felszabdaltságot (3. ábra). A 4. ábra keresztmetszetei szépen kimutatják a jobb oldali magaspartot, és a fosszilis csuszamlások halmazait, tehát a magasparti lepusztulásban a csuszamlások meghatározók.

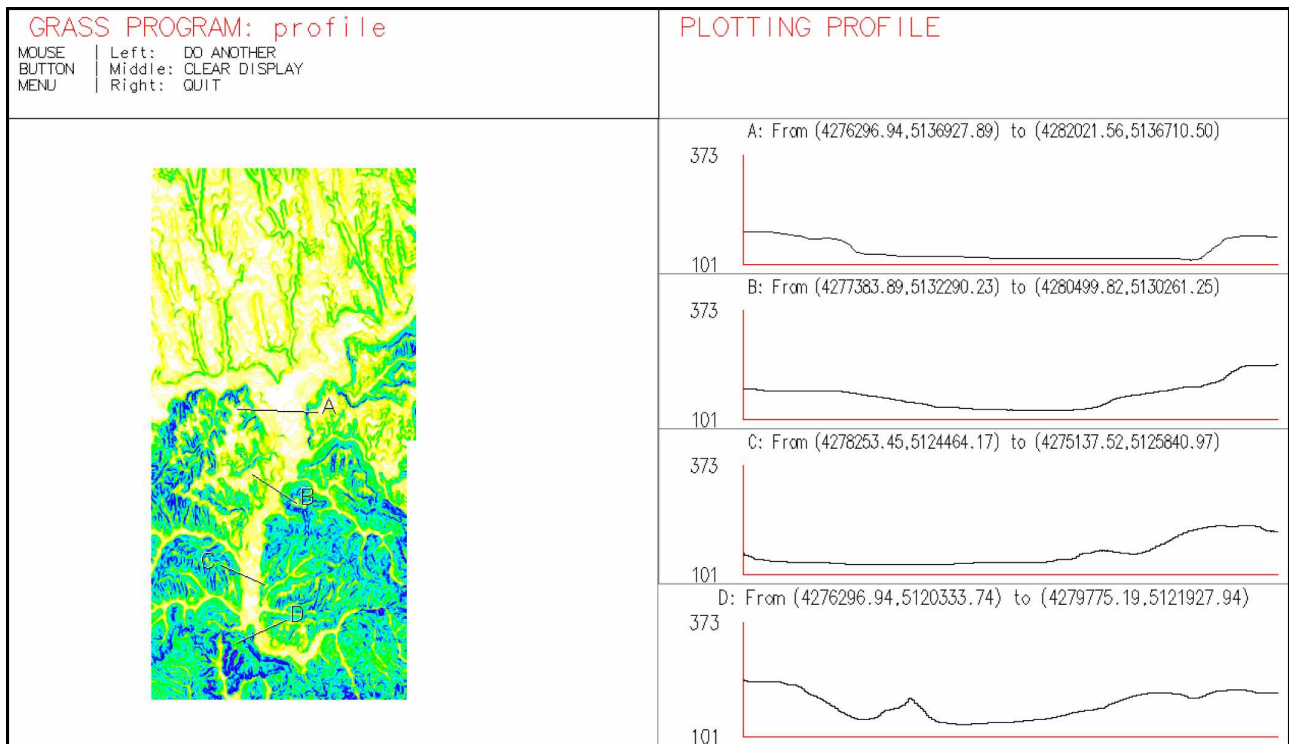
Fiatal és idősebb csuszamlásokra nagyon szép példákat láthatunk Csikóstóttós településhez tartozó magasparton. A település a 66-os főúton Dombóvárhoz közel, a Baranya-csatorna keleti felén fekszik. A terület felszínének háborgatottságára utal a hepe-hupásság, a megdőlt fák és a csuszamlások épen maradt karéjai, halmazai. A Béke utca végében egy 3 méter és több 1,2–1,5 m átmérőjű szakadásfrontot figyeltem meg (5. és 6. kép). A házak a magaspart aljában épültek a fosszilis csuszamlások halmazaira. A fosszilis karéjok miatt háborgatott felszín jellemzi a magaspartot, melyek több helyen időlegesen nyugalomban vannak (7. kép). A csuszamlások miatt a

házak potenciálisan veszélyeztetett helyzetűek, a falakon repedések figyelhetők meg, és a kisebb mozgások a vízelvezető árok járdalapjait is kimozdították a helyükről (8. és 9. kép).

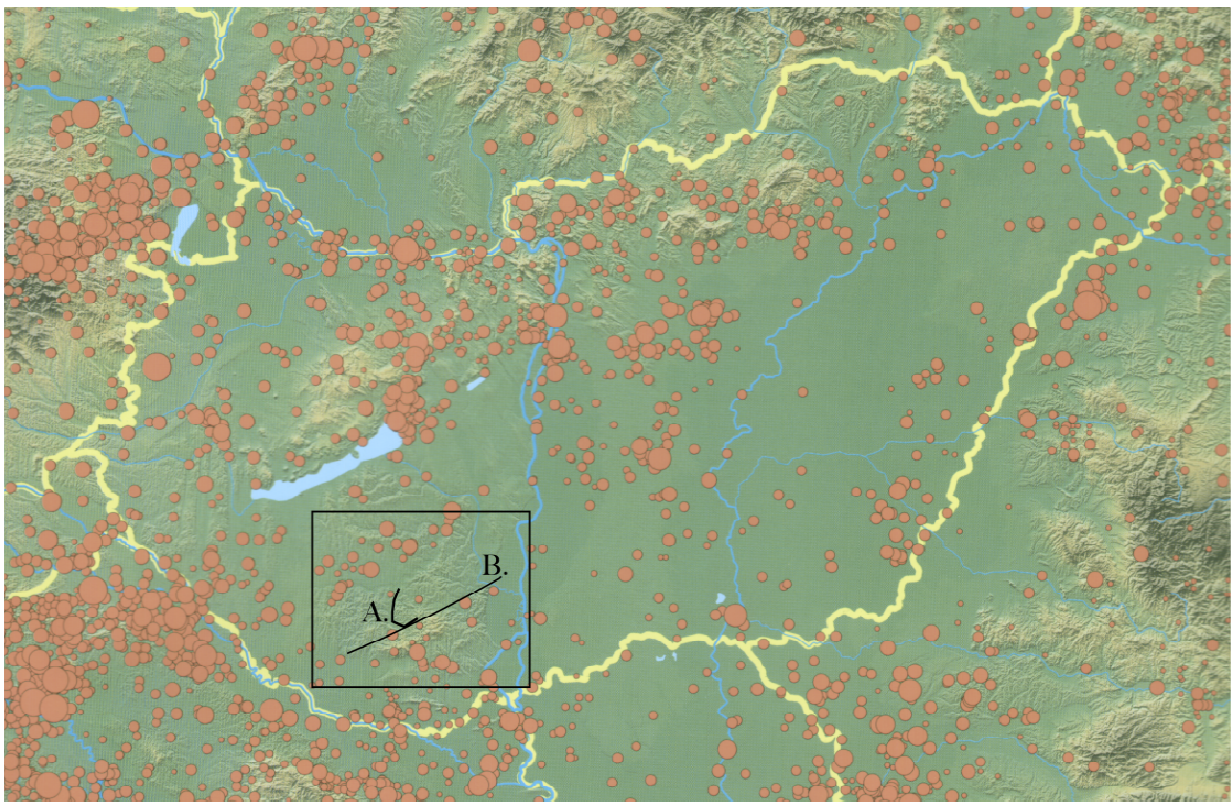
A földrengés-veszélyesség viszont nem jellemző a területen (5.ábra). Az ábra nem jelez számottevő földrengést a Barany-csatorna környékén. Viszont szépen kirajzolódik Hetvehely-Magyarszéki-törészóna a földrengést jelző piros körök mentén.



3. ábra: Lejtőkategória térkép. A völgyben Sásdnál és Dombóvárnál fehér színnel a süllyedékek láthatók. Az eróziós völgyek a süllyedékek felé irányultak. (Készítette: Görcs és Kovács 2008).



4. ábra: Keresztmetszetek a Baranya-csatorna völgyéről. (Készítette: Görcs és Kovács. 2008). A1 = Csikóstóttós, B1 = Ódombói-öreghegy, C1=Sásd, D1=Hosszú-Mező



5. ábra: Részlet „A Kárpát-medence földrengései (456–2007)” c. poszterről. Szerkesztette: Tóth és Mónus 2007. A = Baranya-csatorna völgye, B = Hetvehely-Magyarszéki-törészóna



5. kép: Recens csuszamlás a Béke utcában (Fotó: Görcs 2008).



6. kép: Együtt húzódnó recens szakadások a Béke utcában (Fotó: Görcs 2008).



7. kép: A magaspart és csuszamlások szakadásfrontjai (Fotó: Görcs 2008).



8. kép: Béke utcai ház falának repedései (Fotó: Görcs 2008).



9. kép: Szériüskert irányából érkező vizeket elvezető árokban a recens mozgások hatására a járdalapok kibillentek. (Fotó: Görcs 2008).

A Somos-dűlő 14 m magas löszfalának nyugati felén tárul fel egy fosszilis tömbös csuszamlás (10. kép), ahol a DK felé mozgó agyag csúszópályája (CS) keresztmetszetben ívelt, ugyanis mozgás közben a csúszó tömeg tengelye visszafelé, a szakadásfront felé dőlt. A csúszás során a nagy nyomás miatt kékes-szürke agyagok „csípődtek” be (B), amiket 2,5 x 15 cm-es és 13 x 26 cm-es kiterjedésben figyeltem meg. A „becsípődött” agyagok a kőzetrésekhez hasonlóan az atektonika és tektonika összetévesztésére adnak lehetőséget (10. kép).

Lovász (1981) egy hatalmas óholocén csuszamlást írt le a sásdi fejtő területén, amire a felszín „halom” jellegéből következtetett. A talajok relatív helyzetéből arra következtetésre jutottam, hogy a már említett völgyközi hát (ld. előbb 4. kép) keleti lejtőjén fosszilis csuszamlás látható. A csúszópályát és a kalcium-karbonáttal kitöltött kőzetréseket nagyítottam ki a 11. képen. A feltárást átszövik a csuszamlással kisebb-nagyobb szöget bezáró atektonikus kőzetrések, melyek fagy- vagy száradási repedésként értelmezhetők.



10. kép: Somos-dűlő: tömbös csuszamlás (Fotó: Görcs 2008).



11. kép: Fossiliferous csuszamlás és kőzetrések. (Fotó: Görcs N. L. 2008).

4. Összegzés

A Baranya-csatorna völgyében atektonikus jelenségeket figyeltem meg, viszont a sásdi téglagyárban a Bakócai-Magyaregregyi-törésvonal miatt tektonikus mozgások is jellemzők. A geomorfológiai elemzés azt mutatja, hogy a Baranya-csatorna eróziós völgye a Sásdi-süllyedékhez igazodott, így nem követ észak-déli irányú tektonikus törésvonalat. A Ny-K irányú elkanyarodása a Hetvehely-Magyarszék-törésvonal aktivitása miatt történt. A Baranya-csatorna hatalmas, széles völgye azzal magyarázható, hogy a pleisztocén első felében a Dombóvári-süllyedéknél délre fordult az Ős-Kapos, amit Vásárosdombó és Csikóstóttós között megtalált folyóvízi üledékekkel bizonyíthatunk (Szabó 1957). A völgyben a természeti veszélyek közül a csuszamlások a meghatározók.

5. Irodalomjegyzék

- Ádám L. 1967. Suvadásos formák a Tolnai-dombság löszös területein. Földrajzi Értesítő 16. pp. 133–150.
- Ádám L. – Schweitzer F. 1985. A Neszmély–Dunaalmás–Dunaszentmiklós közötti felszínmozgásos terület 1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképének magyarázója. In: Ádám L.–Pécsi M. Mérnökgeomorfológiai térképezés. MTA FKI, Bp. p. 189.
- Balla Z. – Marosi S. – Scheuer Gy. – Schweitzer F. – Szeidowicz Gy. 1993. A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. Földrajzi Értesítő 42/1–4. pp. 111–140.
- Bálint P. – Tóth K. 1982. Sásd-durvakérmiai nyersanyag részletes kutatásának földtani jelentése. Kézirat, Sásdi téglagyár.
- Bugya T. 2007. A Grass alapok. Kézirat, PTE TTK FI
- Egyed L. 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. Földtani Közlöny 1. Pp. 69–72.
- Fábián Sz. Á. 2003. Geomorphological hazards of the lower reaches of Danube in Hungary. Geomorphologia Slovaca 3. pp. 77–80.
- Gerner P. 1994. Dél-Dunántúli neotektonikai modellek a Magyar szakirodalom alapján. Földtani Közl. pp. 381–399.
- Hertelendi E. – Petz R. – Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1991. Radiokarbon koradatok a Paks-Szekszárdi-süllyedék kialakulásához. Földrajzi Értesítő 38. (3–4) pp. 319–324.
- Horváth F. et al. 2005. A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza. TO34928 OTKA.
- Jaskó S. – Krolópp E. 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. – MÁFI Évi jelentése 1989-ről. pp. 65–84.
- Juhász Á. 1972. Sásd környékének csuszamlásos tömegmozgás jelenségei. Földrajzi Értesítő 4. pp. 471–474.
- Kassai M. 1973. A Villány-szaltnaki paleozoos mélytörés. MTA X. Osztály közleményei. Bp.
- Konrád Gy. – Sebe K. (in prep.): Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. Földtani Közlöny
- Lóczy L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. – In: Lóczy L. szerk. A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei I. kötet 1. rész. M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága, Budapest, p. 617.
- Lovász Gy. 1977. Baranya megye természeti földrajza. Monográfia sorozat, Pécs, p. 384.
- Lovász Gy.–Wein Gy. 1974. Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. – Baranya Megyei Levéltár, Pécs.
- Lovász Gy. 1981. A Baranyai-dombság, a Mecsek és a Villányi-hegység. In: Ádám L.–Marosi S.–Szilárd J. (szerk.): A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl) pp. 124–136. Bp. Akadémiai Kiadó.
- Marosi S. – Schweitzer F. 1991. Megjegyzések a Paksi Atomerőmű körzetéről készült földtudományi munkákról. – Kézirat, MTA FKI, Bp. p. 25.
- Marosi S. – Schweitzer F. 1997. Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén. In: Marosi S.–Meskó A. (szerk.) A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága pp. 153–175. Bp. Akadémiai Kiadó.
- Pávai Vajna F. 1926. A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földtani Közlöny 55. pp. 63–85.
- Pávai Vajna F. 1943. A Dunántúl hegységszerkezete. Beszámoló a M. királyi Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól. Bp. pp. 213–237.
- Pávai Vajna F. 1951. Az alföldi Duna mellék rétegtana és hegységszerkezete. Földt. Int. Évi Jel.
- Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1984. A dunai magaspártok löszösszleteinek deformációs formái és töréses szerkezetei. – Mérnökgeológiai Szemle. 33. pp. 145–162
- Schmidt E.R. 1957. Geomechanika. Akadémiai Kiadó, Bp. p. 275.
- Szabó P. Z. 1957. A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. Földrajzi Értesítő 4. pp. 397–414.
- Szádeczky-Kardoss E. 1973: A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. – Földtani Közlöny 103. kötet, 3–4. szám. pp. 224–244.
- Szénási Gy. 1964: A Mecsek- és Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. – Magyar Állami Geofizikai Intézet Évkönyv, Bp. Műsz. K.
- Tóth L. – Mónus P. 2007. A Kárpát-medence földrengései (456–2007) c. poszter.

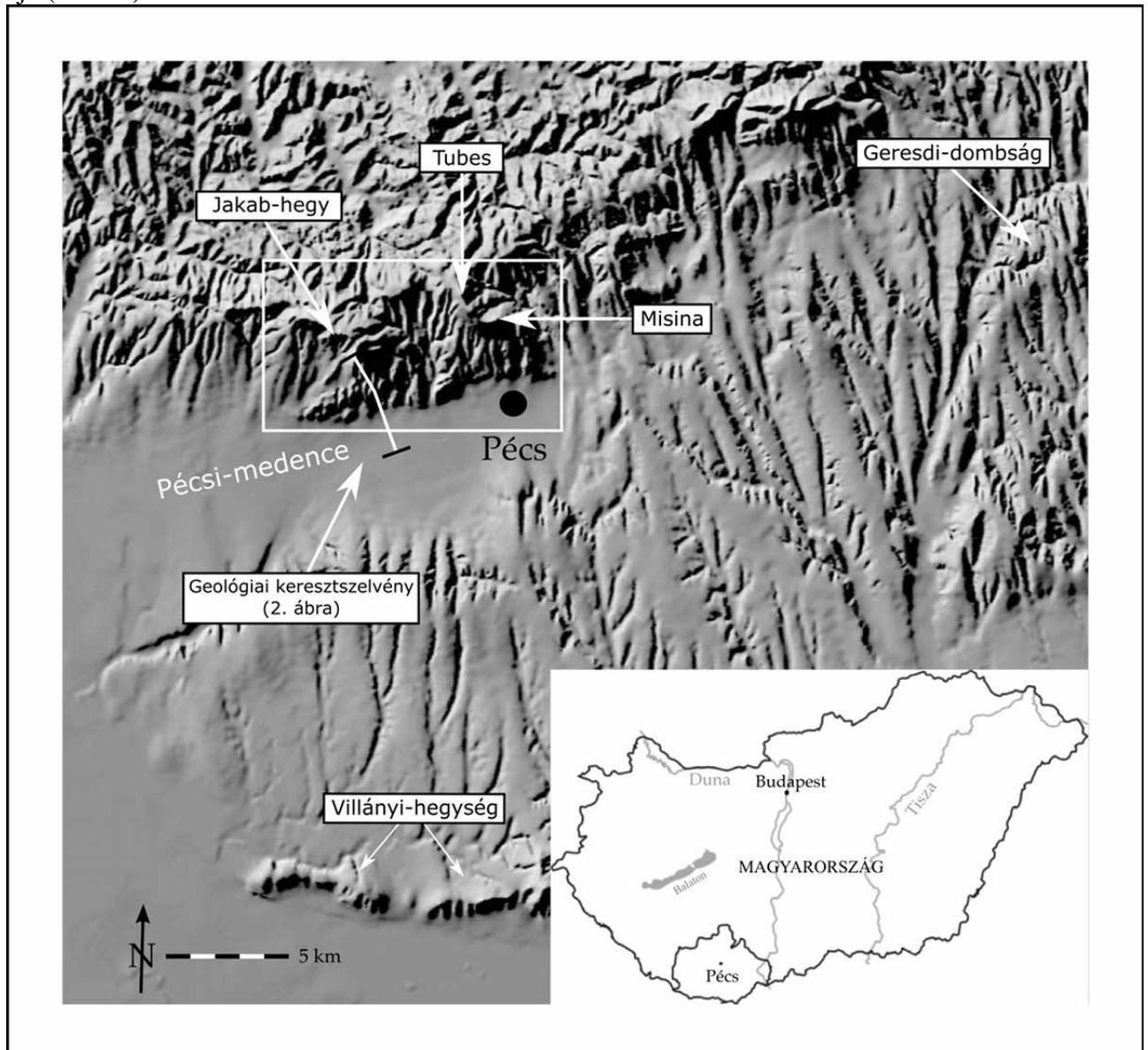
Lepusztulási szintek a Nyugati-Mecsek déli lejtőjén

Kovács István Péter – Lampért Kirill

*Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar,
Földrajzi Intézet, Magyarország Földrajza Tanszék
7624, Pécs, Ifjúság útja 6.
E-mail: vonbock@gamma.ttk.pte.hu*

Bevezetés és célkitűzés

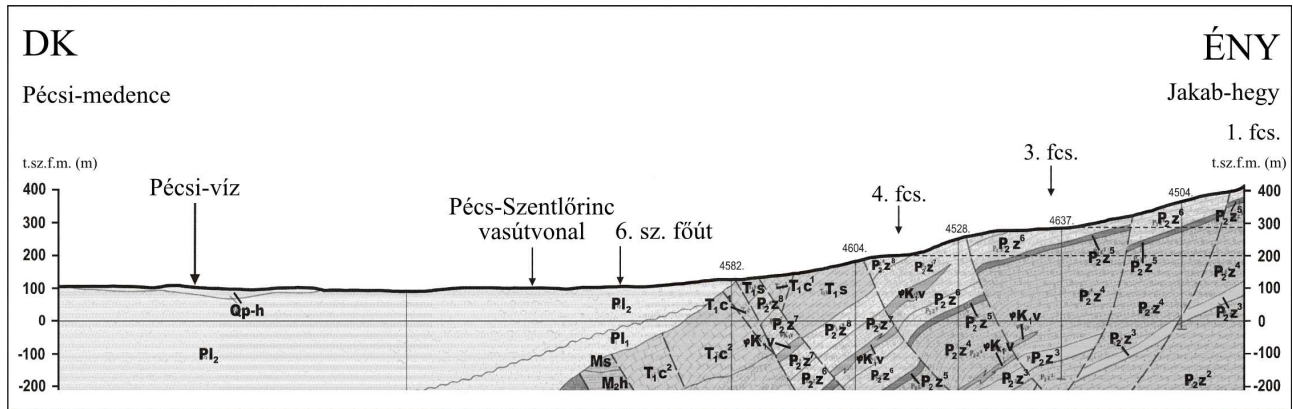
A Mecsek 500–600 méteres tengerszint feletti magasságú szigethegységként emelkedik környezete fölé a Dunántúli-dombságban. Nyugatról a Zselic, északról a Völgység, keletről a Szekszárdi-dombság, délről és délkeletről pedig a Geresdi-dombság, valamint a Pécsi-medence határolja (1. ábra)



1. ábra: A kutatási terület áttekintő térképe.

(Forrás: <http://lazarus.elte.hu/hun/maps/shading/mecsek.jpg>, Szerk: Kovács 2009.)

Geológiai és geomorfológiai szempontból a hegység két – keleti és nyugati – részre osztható. A két hegyvonulatot a Komló és Hosszúhetény között húzódó szerkezeti vonal választja el egymástól. A Nyugat-Mecsek antiklinális szerkezetét a Jakab-hegy környékén terrigén eredetű felső-perm és alsó-triász konglomerátum és homokkő, a Misina-Tubes vonulatot főként mezozoós, tengeri eredetű mészkő építi fel (2. ábra).

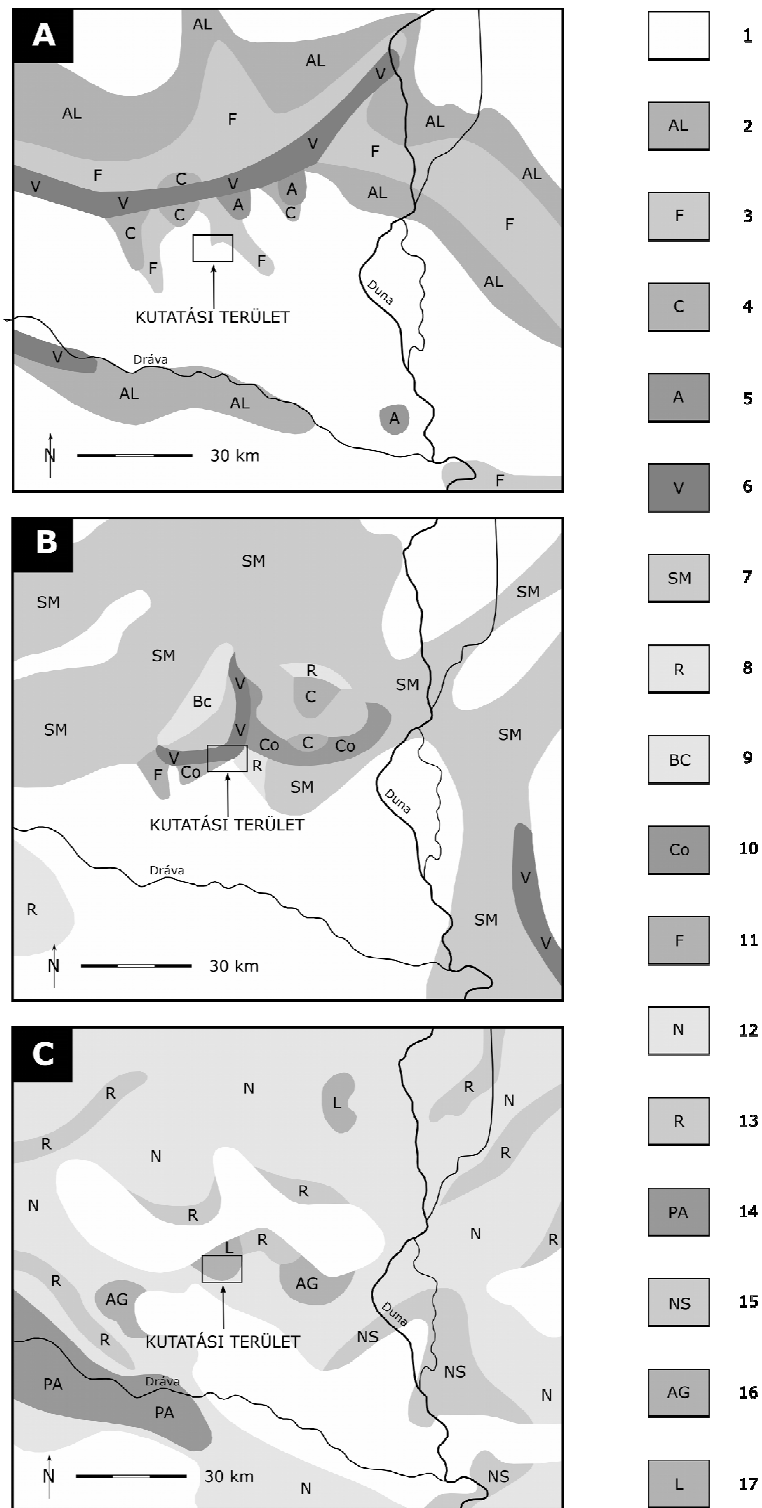


2. ábra: Geológiai keresztmetszvény a Jakab-hegy déli oldalán. Szabó (1966/68) után.

Jelkulcs: 1. fcs. = első felszínecsoport; 3. fcs. = harmadik felszínecsoport; 4. fcs. = negyedik felszínecsoport; P_{2z}^2 = szürke homokkő; P_{2z}^4 = vörös homokkő alatti konglomerátum; P_{2z}^5 = nagy szemcseátmérőjű konglomerátum; P_{2z}^6 = kavicsos, vörös homokkő; P_{2z}^7 = fakóvörös, homokkő; P_{2z}^8 = vörös homokkő (Nem Red Sandstone) és alsó-triász aleurolit; T_{1s} = triász, vörös és zöld homokkő, palás agyagkő; T_{1c}^1 = triász, szürke, dolomitos márga, anhidrit és gipsz betelepülésekkel; T_{1c}^2 = triász, sötétszürke, bituminos márga és mészkő; K_{1v} = alkáli diabáz (Verfeni Formáció); Ms = középső-miocén, sárga, oolitos, porózus mészkő; M_{zh} = középső-miocén kavics, agyagkő, agyagos homokkő; Pl_2 = felső-pannóniai kavics, homok és agyagos homokkő; Pl_1 = durvaszemű homok, kavics, közbetelepült barnaszén; $Qp-h$ = pleisztocén lösz és holocén agyag.
 (Kiegészítette: Lampért 2007.)

A több évtizeden át tartó kőszén- és uránbányászat következtében a terület geológiai viszonyai jól feltártak, azonban csak kevés tanulmány foglalkozott eddig a terület geomorfológiájával és neogén felszínfejlődésével (Fábián et al. 2005). A XIX. század végi és XX. század elei tanulmányok szerint a Mecseket a középső-miocénben tenger vette körül (Böckh 1876, Vadász 1935, Prinz 1936, Szabó 1931, 1957). A későbbi kutatások csak hozzávetőleges adatokat közölnek az egykori legmagasabb tengerelöntésről, annak nyomát 300 méter tengerszint feletti magasságban találták meg (Lovász 1970, Lovász – Wein 1974). A geológiai kutatások mai állása szerint a középső miocénben (bádeni) csak a Keleti-Mecsek emelkedett teljes egészében a környezete fölé (3. ábra), míg a Nyugat-Mecsek ez idő alatt süllyedt (Hámor 2001.).

A planációs szintek eredetét – melyek elemzésére vizsgálati területünkön nagy hangsúlyt fektettük – az 1920-as években kezdték vizsgálni (Penck 1924). A klímával való kapcsolatuk kutatása a geomorfológia egy jelentős új irányzatának a klimatikus geomorfológiának a megszületését eredményezte. Számos tanulmány úgy mutatja be a planációs szinteket mint trópusi tönkösödés eredményét (Büdel 1948, 1982; Bulla 1947, 1958), míg mások (Biot 1951; Dresch 1957; Mensching 1958; Tricart 1950) a pedimentációval magyarázzák azok kialakulását.



3. ábra: A Mecsek és környékének miocén fácies térképe. Hámor 1995. után
 Jelkulcs: A = alsó-miocén; B = középső-miocén; C = felső-miocén; 1 = szárazföld; 2 = alluviális síkság; 3 = folyóvízi üledékek; 4 = limnikus szén; 5 = andezit; 6 = savanyú, vulkáni kiömlési kőzetek; 7 = üledékgyűjtő medence (molasz, grauwacke); 8 = zátony; 9 = bádeni agyag; 10 = torkolat (*Congerina* sp.); 11 = folyóvízi üledékek; 12 = sekélytengeri üledékek; 13 = zátony; 14 = nyílttengeri üledékek; 15 = litorális homok; 16 = alsó-pannóniai abrázációs kavics; 17 = laguna üledékek (evaporitok).

Munkánk során célként tűztük ki, hogy a területről írott geológiai és geomorfológiai tanulmányok újraértelmezésével és új vizsgálatok segítségével bemutassuk a Nyugati-Mecsek neogén felszíneit és azok fejlődését. A geomorfológiai térképvázlat elkészítését követően meghatároztuk a kapcsolatot az azonosított felszínek között. Új szinteket mutattunk ki, majd célul tűztük ki a korábban klasszikus geomorfológiai módszerekkel meghatározott planációs felszínek határainak és magassági helyzetének pontosítását, melyek segítségével meghatározhatóak a vizsgálati terület korábbi vertikális mozgásai.

A Mecsek tudományos tanulmányozásának 150 éve alatt a hazai és nemzetközi sztratifráiai táblázat és korbeosztás többször változott. Munkánk során a Magyar Rétegtani Bizottság által ajánlott, a Középső-Paratethysre vonatkozó földtörténeti kor beosztást (Császár 2002) követjük.

Módszerek

A Nyugati-Mecsek déli lejtője lepusztulási szintjei magassági helyzetének és térbeli elhelyezkedésének térképezése során megfigyelt dőlésértékek a hegység különböző részeinek fiatal szerkezeti mozgásaira is fényt derítenek.

A vizsgálati területről készített geomorfológiai térképvázlat klasszikus geomorfológiai módszerekkel készült. 1:10.000-es méretarányú topográfiai térképet használtunk, amivel ennek segítségével azonosítani tudtuk a számunkra még fontos legkisebb planációs felszíneket is. A térképvázlatot többszöri terepbejárás során pontosítottuk, valamint fotodokumentáltuk a planációs szinteket.

Az általunk azonosított planációs felszínek térbeli helyzetét, kiterjedését összehasonlítottuk a korábbi tanulmányok (Prinz 1936; Szabó 1931, 1957; Pécsi 1970) által meghatározott, leírt felszínekkel.

A geoinformatikai vizsgálatok alapjául egy, a vizsgálati területet ábrázoló 1 : 50 000-es digitális domborzati modell szolgált, melynek elméleti felbontása 10 méter volt. Az elemzésekhez a GRASS nevű térinformatikai szoftver 6.1-es verzióját használtuk.

Első lépésként meghatároztuk a vizsgálati területen lévő tipikus szinteket. A geomorfológiai szintet olyan nagyobb kiterjedésű felszínként értelmezhetjük, ahol az átlagos lejtés határozottan kisebb mint az alatta és felette elhelyezkedő lejtőkön. E felszínek könnyen meghatározhatóak voltak a területet ábrázoló digitális magasságmodellből származtatott lejtőkategória-térkép segítségével. Mivel e térkép túlzottan részletesnek bizonyult, ezért 11x11 raster méretű átlagoló konvolúciós mátrixot futtattunk rajta. Így a vizsgálat szempontjából szükségtelen, – esetleg zavaró – kisebb, vagy nagyobb lokális eltérések eltűntek, és csak a ténylegesen fontos lejtésviszonyokat tartalmazta a térkép. Ekkor már könnyen leválogathatóakká váltak azon területek, melyeknek lejtése az átlagosnál alacsonyabb volt. Ezzel a módszerrel könnyedén elkülöníthetjük a közel vízszintes felszíneket a náluk meredekebb lejtőktől.

A következő lépésben elkészítettük a terület 3D képét, amelyet egyszeresen, majd ötszörösen túlmagasítottunk és ráfeszítettük a fentiekben leírt térképet. E módszer segítségével lehetőségünk nyílt arra, hogy meghatározzuk a felszínek egymáshoz való viszonyát, továbbá arra is, hogy csoportosítsuk őket. Az ábrákon látható keresztmetsvényeket a Grass 6.1 térinformatikai szoftver *d.profile* moduljával készítettük el. Ennek alapjául a Magyar Honvédség Tóth Ágoston Térképészeti Intézete által készített 1 : 50 000 méretarányú, UTM vetületű és szelvényezésű magasságmodell szolgált.

Eredmények

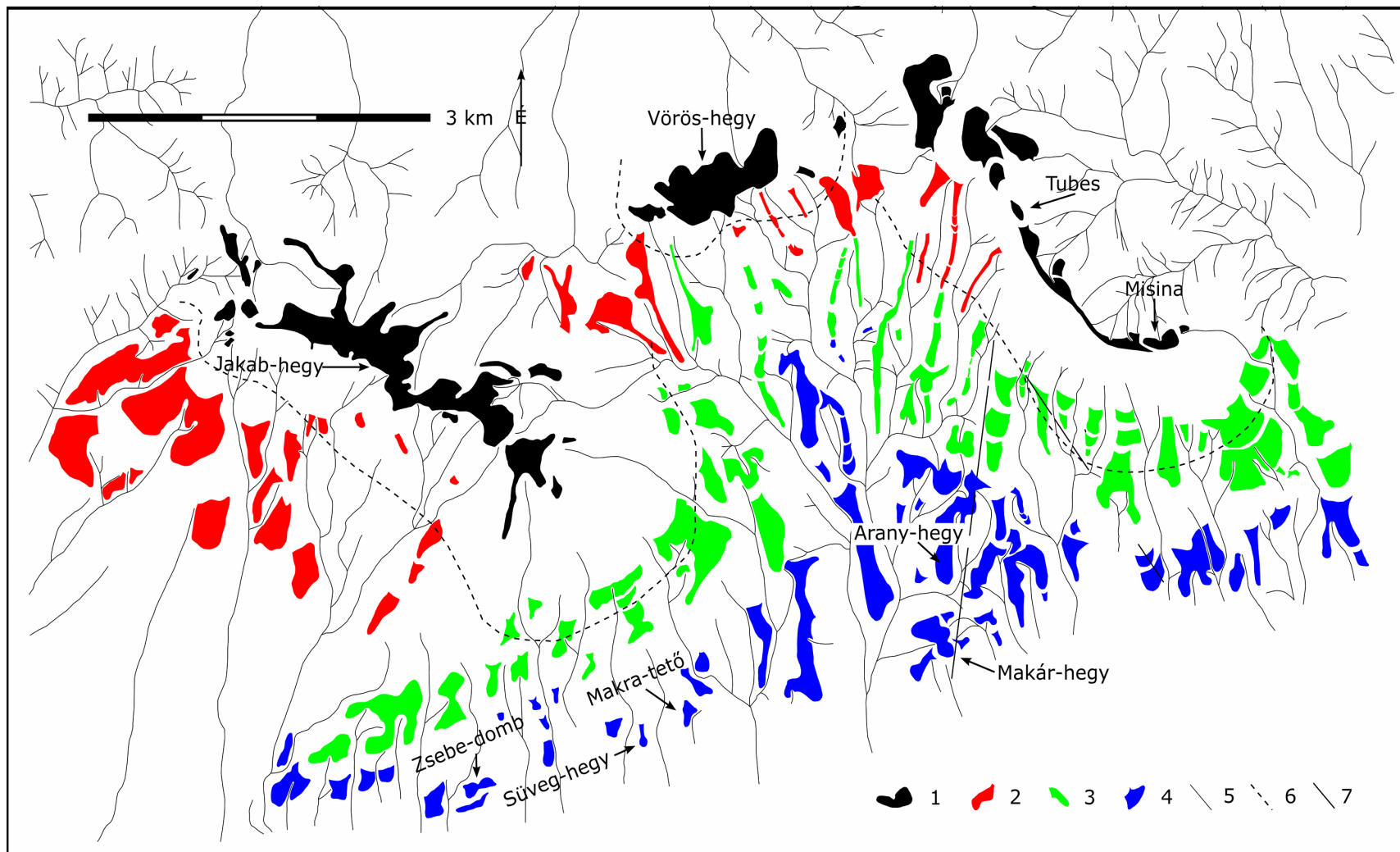
Geomorfológiai szintek, mint a geomorfológiai térképezés eredményei

A klasszikus geomorfológiai térképezéssel és GIS-módszerek felhasználásával elkészített geomorfológiai vázlaton (4. ábra) négy tipikus felszínecsoporthoz különítettünk el (5. ábra). A különböző felszínecsoporthoz hasonló geomorfológiai profilú felszíneket foglalják magukba, melyek felszínfejlődése és feltehetően kora is megegyezik.

A legidősebb planációs felszínek (első felszíncsoport) a hegység tetőrégióját alkotják (Misina 535 m, Tubes 611 m, Jakab-hegy 592 m). Határozott, meredek – 15-35C°-os – lejtővel különülnek el az alattuk húzódó, fiatalabb felszínektől. Koruk feltehetően eocén, oligocén (Lovász 1970).

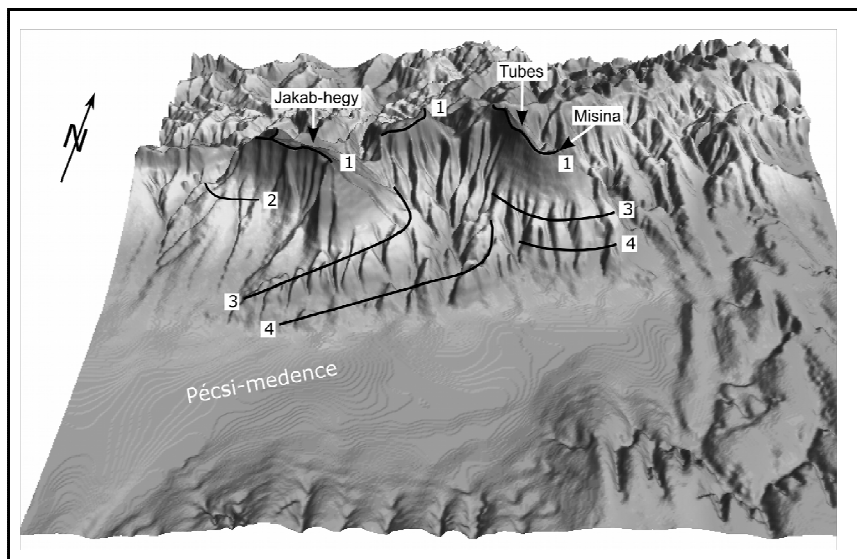
A legidősebb alatt egy újabb felszíncsoport (második) található, mely szórt elhelyezkedésű. Ezek a felszínek keskeny, vékony gerincekként (Misina-Tubes vonulat, Vörös-hegy déli lejtője), vagy lapos, felszabdalt felszínmaradványokként (Jakab-hegy délnyugati része) tűnnek fel. A Misina-Tubes vonulat esetében 400 méter tengerszint feletti magasságban találhatóak. Sok esetben az alacsonyabban fekvő és tőle jóval fiatalabb (harmadik) felszíncsoport régiójában találjuk meg őket. Kortani besorolásuk egyelőre még nem tisztázott, de minden bizonnyal fiatalabbak mint az oligocén-eocén denudációs szintek és idősebbek, mint az alacsonyabban elhelyezkedő középső- és felső-miocén felszínek. A Jakab-hegy déli lejtőjén húzódó, legmagasabban elhelyezkedő felszínei 350–380 méter, míg az alacsonyabb fekvésűek 240–270 méter tengerszint feletti magasságban fekszenek.

A harmadik felszíncsoport felszínmaradványai övszerűen körülölelik a magasabb geomorfológiai szinteket. Korábban a Bádeni-tenger abrúziós színlőiként (Szabó 1931; Vadász 1935; Prinz 1936), majd az 1960-as években mint hegyláb felszíneket írták le azokat (Pécsi 1963, 1964), azonban korukat nem pontosították. A Chikánné-Jedlovsky – Kókai (1983) szerzőpáros üledékföldtani vizsgálatok alapján felső-pannon abrúziós színlőnek tartja e felszíncsoport felszíneit.



4. ábra: A vizsgálati terület geomorfológiai térképvázlata. 1 = első felszíncsoport; 2 = második felszíncsoport; 3 = harmadik felszíncsoport; 4 = negyedik felszíncsoport; 5 = völgyek; 6 = A Mediterrán-tenger (Bádeni-tenger) feltételezett partvonala Szabó 1931 után; 7 = Cikánné-Jedlovsky – Kókai 1983 hivatkozott szelvényének pontos helye. (Szerk: Kovács – Lampért 2007.)

Ebből arra következtetünk, hogy a hasonló tengerszint feletti magasságú, alacsony relatív reliefű felszínmaradványok mindkét tengerelöntés formamaradványaként értelmezhetők, azonban e két időszakhoz kapcsolódó felszínek elkülönítéséhez nem állnak megfelelő módszerek rendelkezésünkre. Ennek a legfőbb oka az, hogy a Pannon-tenger abrázációs tevékenysége átformálhatta a Bádeni-tenger által kialakított abrázációs színlőket, valamint a fiatal tektonikai mozgások nagyban módosíthatták azok magassági helyzetét. Mindezen felszínek (harmadik felszíncsoport) jól elkülöníthetők a további – planációs felszíneket magukba foglaló – felszíncsoportoktól. 280–300, illetve 400 méteres tengerszint feletti magasságon helyezkednek el. A Misina-Tubes vonulat alatt dőlésük nagyon kis mértékű, szinte elhanyagolható, nyugati irányú.



5. ábra: A kutatási terület és tágabb környezetének 3d képe. 1 = első felszíncsoport; 2 = második felszíncsoport; 3 = harmadik felszíncsoport; 4 = negyedik felszíncsoport. (Szerk.: Kovács 2007.)

A kövágószőlősi antiklinális déli peremén (a Jakab-hegy délnyugati lejtője), a harmadik felszíncsoport (320–190 méter tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő felszínei) alatt, 170–180 méteres magasságban találunk ismét felszíneket. Ezeket nyugaton a harmadik felszíncsoport határolja, amely kelet felé haladva fokozatosan elkülönül tőlük. Kisebb, környezetük fölé emelkedő és attól elkülönült dombokként (Zsebe-domb 170m, Süveg-domb 168,9 m, Makra-tető 182,1 m) figyelhetjük meg őket. A Zsebe-dombon megtalálhatjuk a Pannon-tenger abrázációs kavicsait és üledékeit (Kleb 1973) is.

Hasonló felszíneket látunk a Misina-Tubes vonulat előterében is, melyek egységesen 240 és 200–210 méteren helyezkednek el. Ezek és az előbbieken ismertetett – Jakab-hegy előterében fellelhető felszínek – alkotják a negyedik felszíncsoportot. Szabó (1931), Vadász (1935), Prinz (1936) az alacsonyan fekvő – általunk negyedik felszíncsoport részeként definiált – felszíneket a Pannon-tenger abrázációs színlőjeként írta le. Mostani felfogásunk szerint ezek hegyláb-felszínmaradványok (Pécsi 1963; Pécsi et al. 1988; Schweitzer 1997, Fábián et al. 2000).

Meg kell jegyeznünk, hogy a hegyláb-felszínek jelentősen átformálódtak a pleisztocén periglaciális időszakok alatt (Pécsi 1961; Pinczés 1977; Székely 1977), továbbá kisebb kiterjedésű fiatal felszínek is kialakultak ekkor. Ezek a fiatal felszínek egyrészt megnehezítették a terület morfológiai vizsgálatát – a felszínek felszíncsoportokba való sorolását –, másrészt további részletes bepillantást engednek a Nyugati-Mecsek pleisztocén felszínfejlődésébe. A fiatal tektonikai mozgások következtében a pleisztocénben képződött üledékek lepusztultak, így csak foltokban találhatóak meg a vizsgált területen.

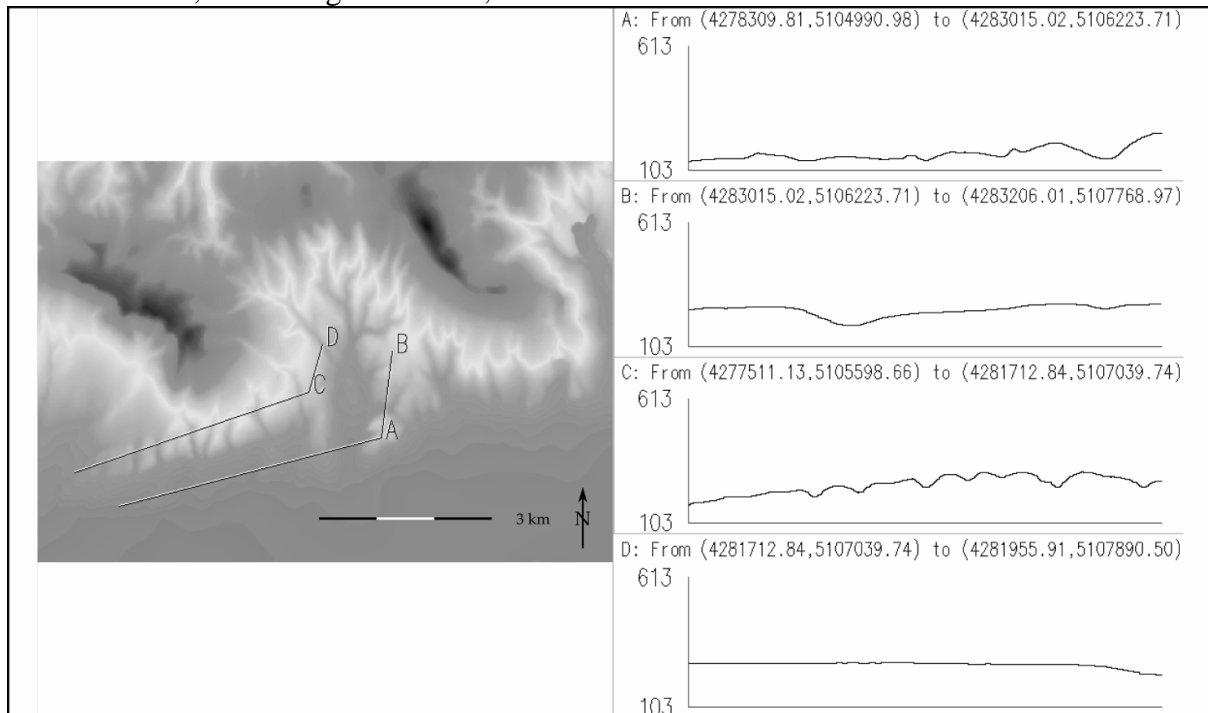
Geomorfológiai szintek, mint a geoinformatikai vizsgálatok eredményei

A geomorfológiai térképnek a háromdimenziós magasságmodellre való fesztítését követően a Jakab-hegy déli részén két szint vált elkülöníthetővé. A Misina-Tubes vonulat alatt szintén két (egy magasabb és egy kevésbé kiemelt alacsonyabb) szintet azonosítottunk. A Keleti-Mecsekben a Hármashegy déli lejtőjén szintén el tudtunk különíteni egy határozott planációs szintet. Mindhárom terület szintjeinek dőlése különbözik: a Jakab-hegynél a legmagasabb, a Misina-Tubes esetében kisebb, illetve a Hármashegy-nél a legkisebb ez az érték (szinte horizontális). Koch (1988) három jelentős és több, kevésbé fontos geomorfológiai szintet feltételezett, melyek kialakulását a Mecsek periodikus kiemelkedésével magyarázta. A felszínmaradványok azonos emelkedése Kővágószőlőstől a Makár-hegyig egy mindmáig tartó kibillenést bizonyít. Tehát összefoglalóan azt mondhatjuk, hogy a Nyugati-Mecsek máig tartó periodikus kiemelkedése mellett, a tektonikusan elválasztott hegységblokkok különböző szögben történő kibillenését tapasztaljuk.

A harmadik felszíncsoport Jakab-hegyet 90 fokban öleli körül: keletről indul és elnyúlik az egész déli lejtőn. Legmagasabb pontja keleten található, 320–330 méter tengerszint feletti magasságban, míg nyugaton 190–200 méterre alacsonyodik le. A két – legalacsonyabb és legmagasabb – végpont közti távolság hozzávetőlegesen 5,5 km, minek következtében átlagos dőlése 1,5 fok.

A negyedik felszíncsoport a harmadikhoz hasonlóan öleli körül a hegyet, de keleti része a mély Magyarürögi-völgygel különül el a nyugatitól. Itt is megfigyelhetjük, azt, hogy a felszíncsoport keleti elvégződése jóval nagyobb magasságban – 270–290 méter – található, mint a nyugati – 140–150 méter. A teljes hossz itt szintén 5,5 km, tehát a felszíncsoport átlagos dőlése ebben az esetben is 1,5 fok (6. ábra).

A Misina-Tubes előterében a harmadik felszíncsoport dőlése nagyon kicsi: a keleti elvégződés magassága 330–340 méter, míg a nyugatié 310–320 méter. Mivel a két végpont közötti távolság itt csak 2,5 km, így az átlagos dőlésre 0,5 fok értéket kaptunk. Az alacsonyabb – negyedik – felszíncsoport is kismértékben dől nyugat felé: keleti végének magassága 240 méter, míg a nyugatié 210–220 méter, tehát átlagos dőlése 0,5 fok.

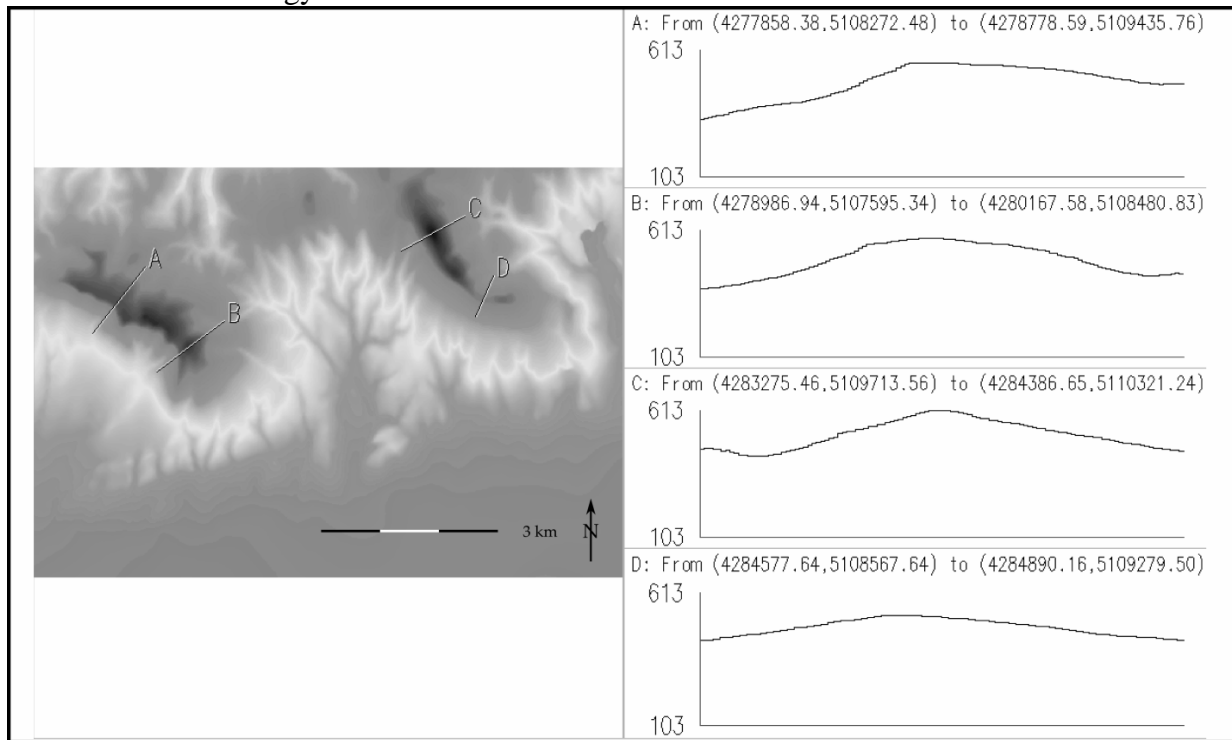


6. ábra: A negyedik (A, B) és harmadik (C, D) felszíncsoport Jakab-hegy déli lejtőjén elterülő részeinek keresztmetszévénye (UTM koordináták, középmérián 21fok).

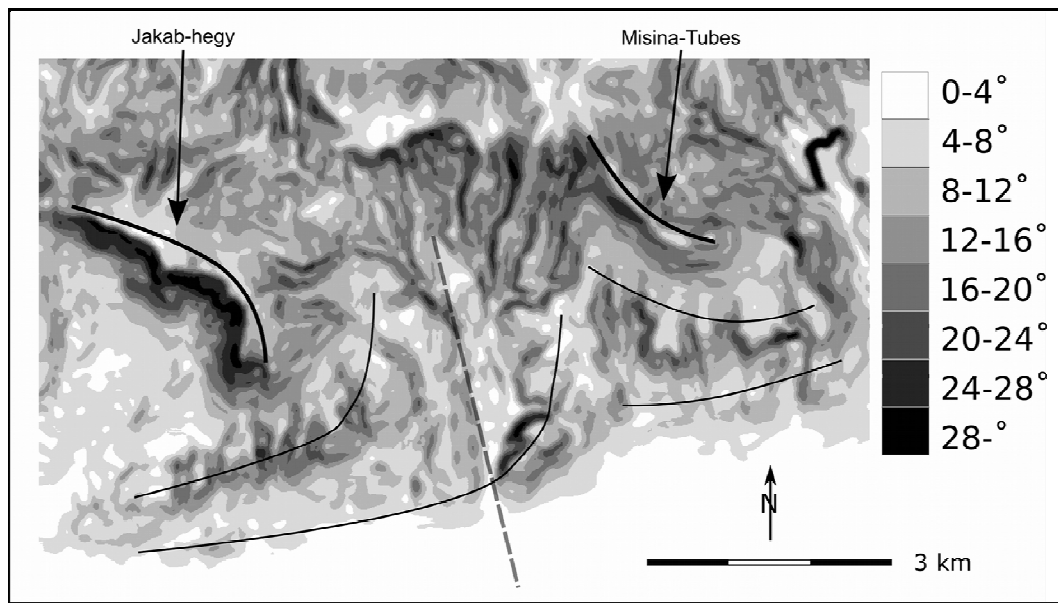
(Szerk.: Bugya – Kovács 2007.)

A Hármas-hegy környékén nehéz felszíneket azonosítani. A terület a többihez képest sokkal tagoltabb, így a széles, vízszintes felszínek ritkák, kivéve a 330 és 350 méteres magasságban lévő planációs szinteket. E felszínek esetében az előbbiekhöz hasonló dölést nem tapasztaltunk.

A lejtőszögeket ábrázoló térkép tanulmányozása közben feltűnt, hogy a Hármas-hegy kivételével a hegységblokkok déli, vagy délnyugati oldala meredekebb, mint az északi, vagy északkeleti. Ez megfigyelhető a Jakab-hegy esetében is, ahol a déli, délnyugati oldal lejtőszöge átlagosan 20 fok (helyenként 30 fokot is eléri), míg északi lejtője mindenhol kisebb lejtéssel bír, mint 20 fok (7. ábra A, B). A Misina-Tubes vonulat déli oldalának lejtése átlagosan 20 fok, legmeredekebb részén a 25 fokot is meghaladja, de még a legenyhébb hajlású lejtőinek meredeksége is nagyobb, mint 16 fok. Ugyanezen vonulat északi oldala 15–18 fok meredek, amely néhol 21 fokos maximum értékkel jelentkezik (7. ábra C, D). Feltűnő, hogy a Hármas-hegy esetében nem találtunk eltérést az északi és déli oldal lejtőszögei között. A Jakab-hegy déli oldala 8–10 fokkal meredekebb mint az északi, azonban a Misina-Tubes vonulat esetében ez az érték csak 3–4 fok és a Hármas-hegy esetében 0 fok.



7. ábra: Keresztszelvény a Jakab-hegyről (A, B) és a Misina-Tubes (C, D) vonulatról (UTM koordináták, középmeridián 21 fok). (Szerk.: Bugya – Kovács 2007.)



8. ábra: A kutatási terület generalizált lejtőkategória térképe (szaggatott vonal = Éger-völgyi törésvonal; folyamatos vonal = felszíncsoportok). (Szerk.: Bugya – Kovács 2007.)

A Jakab-hegy és Misina-Tubes hegységblokkjai dél-délnyugati irányba billennek, a Nyugat- és Középső-Mecsek előtt kinyíló medence irányába. Ez a billenés legjobban a Jakab-hegy esetében mutatható ki, mely egy határozott törésvonal mentén különül el a Misina-Tubes vonulattól és a Vörös-egytől. Ma az Éger-patak folyik e törésvonal mentén (Lehmann 1995). A felszínek nyugaton a keletieknél alacsonyabban helyezkednek el, továbbá a Jakab-hegy déli oldala jóval meredekebb, mint az északi.

A Misina-Tubes vonulat déli lejtőén elhelyezkedő Arany- és Makár-hegy az Éger-patak völgyében futó törésvonaltól délre helyezkednek el. Korábban a Jakab-hegy déli oldalán kialakult szintekhez tartoztak. Az onnan induló alsóbb szintek észak-dél csapású, keleti folytatásának tekinthetőek (hasonlóan a harmadik felszíncsoporthoz).

Összefoglalás

Az említett felszíncsoportok kialakulását a korábbi vizsgálatok többféleképpen magyarázták, így koruk is máig vitatott. Mára ezek a szintek felszabdálódtak és nagymértékben lepusztultak. Az általunk vizsgált, Nyugat-Mecsekben lévő felszínek egy részét hegyláb felszínként, másokat pedimentációval átformált abrázios színlőként értelmeztük.

Munkánk során négy felszíncsoportot különítettünk el. Az első felszíncsoport az eocén-oligocén tetőszintből áll, mely a Jakab-hegy és a Misina-Tubes vonulat északnyugat-délkeleti csapását követi. Ezt a csoportot mint általános eróziós felszínt értelmeztük.

A második felszíncsoport kialakulásának, korának meghatározásához további részletes vizsgálatok szükségesek. A Misina-Tubes vonulat alatti felszíneinek kronológiai besorolása könnyebb, mint a Jakab-hegynél térképezetté. Itt magasságuk alapján a harmadik felszíncsoportba is sorolhatnánk őket, de figyelembe vettük a Jakab-hegy általunk kimutatott billenését melyet a geoinformatikai vizsgálatok is alátámasztanak. Ennek megfelelően jóval idősebb képződmények, mint a harmadik felszíncsoport és csak a Jakab-hegy blokkjának kibillenését követően kerültek alacsonyabb helyzetbe.

A harmadik és negyedik felszíncsoport Jakab-hegyen déli, délnyugati lejtőjén húzódó tagjai egyenesen lejtnek nyugati irányba, míg a Misina-Tubes vonulat esetében majdhogynem horizontálisak. A két hegységblokkot az Éger-patak völgyében futó törésvonal választja el egymástól. A blokkok billenési tengelyei a Misina-Tubes vonulattal és a Jakab-heggyel esnek egybe.

A harmadik és negyedik felszíncsoport átlagosan 1,5 foknak mért, nyugati irányú lejtésének következtében a Jakab-hegy kibillenése is 1,5 fokos. A Misina-Tubes vonulat esetében 0,5 fokos kibillenést mértünk, míg a Hármashegy esetében nem tapasztaltunk kibillenést. A negyedik felszíncsoportot mint általános eróziós felszínt értelmeztük, melynek kora legfeljebb 8 millió év (Schweitzer 1997), így a hegységblokkok kibillenésének ennél fiatalabbnak kell lennie.

A vizsgálati területünkön és annak tágabb környezetében zajló szerkezeti mozgások sok kutató figyelmét felkeltették már az elmúlt évtizedekben. Ezzel kapcsolatban azonban számos kérdés merül fel napjainkban is, melyek megválaszolásához további részletes vizsgálatok szükségesek. Ezekre ösztönzőleg hathat az a tény is, hogy Bodára – a Jakab-hegy előterében fekvő település mellé – terveznek olyan radioaktív hulladéklerakót, mely a Pakson keletkezett hulladékot fogja befogadni. Így a Nyugati-Mecseket – különösen a Jakab-hegyet – érintő fiatal tektonikus mozgások részletes feltárása és megismerése a földtudományok és ezen belül a geomorfológia fontos feladatává válik.

Köszönetnyilvánítás

Munkánk során nyújtott témavezetői útmutatásáért és segítségét köszönetet mondunk Dr. Schweitzer Ferencnek, valamint Dr. Bugya Titusznak, Dr. Fábián Szabolcs Ákosnak és Dr. Varga Gábornak.

Irodalomjegyzék

- Biot P., 1951. *Sur le problème de l'origine des pédiments*. Compte rendu du Congrès International de Géographie 2, 9–18.
- Böckh J., 1876. *Pécs város környékének földtani és vízi viszonyai*. Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 4, 129–287.
- Bulla B., 1947. *Tönkfelszínek (Rumpfflächen)*. Természettudományi Közlemények 9, 14–23.
- Bulla B., 1958. *Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében*. Földrajzi Értesítő 7/3, 257–274.
- Büdel J., 1948. *Das System der klimatischen Morphologie*. Deutscher Geographentag, München, 36 pp.
- Büdel J., 1982. *Climatic Geomorphology*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 443 pp.
- Chikáné Jedlovsky M., Kókai A., 1983. *Felső-pannóniai színlő a Misina-Tubes vonulat (Mecsek hegység) DNy-i oldalán*. MÁFI Évi Jelentése 1981. évről, Budapest, 249–261.
- Császár G., 2002. A Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott geokronológiai és kronosztratigráfiai terminusok. Földtani Közlöny 132/3–4, 481–483.
- Dresch J., 1957. *Pédiments et glaciaires d'érosion pédiplains et inselbergs*. L'Information Géographique 21/5, 183–196.
- Fábián Sz. Á. – Kovács J. – Varga G. 2000. Újabb szempontok a pedimentáció problémájához a Keszthelyi-hegység alapján. In: Fábián Sz. Á. – Tóth J. (szerk.) Tiszteletkötet Schweitzer Ferenc professzor úr 60. születésnapjára. Pécs pp. 43–56.
- Fábián Sz. Á. – Schweitzer F. – Varga G. 2005. A Pécsi-víz völgyének kialakítása és kora. In: Dövényi Z. – Schweitzer F. (szerk.) A földrajz dimenziói. Tiszteletkötet a 65 éves Tóth Józsefnek. Budapest pp. 461–472.
- Hámor G. 1995. *A Kárpát-medence miocén ősföldrajzi és fáciestérképe*. ELTE, Budapest
- Hámor G., 2001. *A Kárpát-medence miocén ősföldrajza*. MÁFI, Budapest, 12–50.
- Hámor G., Báldi T., Bohn-Havas M., Hably L., Halmai J., Hajós M., Kókay J., Kordos L., Korecz-Laky I., Nagy E., Nagymarosy A., Völgyi L., 1987. *The bio-, litho- and chronostratigraphy of the Hungarian Miocene*. Máfi Évkönyve 70. Budapest, 351–353.
- Hámor G., Halmai J., 1995. *Proposal for the definition of the Miocene superstages in the Paratethyan region*. Romanian Journal of Stratigraphy 76, Suppl. 7. 37–41.

- Kleb B., 1973. *A Mecseki pannon földtana*. MÁFI Évkönyve 53/3. Budapest, 751–943.
- Koch L., 1988. *Geomorfológiai vizsgálatok a Ny-Mecsekben*. MÉV Adattár, J-1309 (manuscript)
- Kovács, I. P. – Lampért, K. – Bugya, T. – Lovász, Gy. – Varga, G. 2007. Planation surfaces of the southern part of Western Mecsek. *Studia Geomorphologica* 41. Krakow, pp. 45 – 60.
- Lehmann A., 1995. *Földrajzi tanulmányutak a Mecseken és környékén*. Janus Pannonius Tudományegyetem, Pécs, p. 4
- Lovász Gy., 1970. *Surfaces of Planation in the Mecsek Mountains*. [in:] *Studies in Hungarian Geography* 8. ed. Pécsi M., Akadémiai Kiadó, Budapest, 65–72.
- Lovász Gy., Wein Gy., 1974. *Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése*. Baranya megye Tanács VB. kiad., Pécs, 223 pp.
- Mensching H., 1958. *Glacis – Fussfläche – Pediment*. *Zeitschrift für Geomorphologie* 2, 165–186.
- Pécsi M., 1961. *A periglaciális talajfagy-jelenségek főbb típusai Magyarországon*. *Földrajzi Közlemények* 9/1, 1–24.
- Pécsi M., 1963. *Hegylábi (pediment) felszín a magyarországi középhegységekben*. *Földrajzi Közlemények* 11/3, 195–212.
- Pécsi M., 1964. *A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései*. *Földrajzi Értesítő* 13, 1–25.
- Pécsi M., 1970. *Surfaces of planation in the Hungarian Mountains and their relevance to pedimentation – Problems of relief planation*. [in:] *Studies in Geography in Hungary* 8. ed. Pécsi M., Akadémiai Kiadó, Budapest, 25–40.
- Pécsi M., Scheuer Gy., Schweitzer F. 1988. *Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains*. [in:] *Paleogeography of Carpathian Regions*, ed. Pécsi M., Starkel L. Budapest: Geographical Research Institute of Hungarian Academy of Sciences, 11–41 □ (Theory - Methodology - Practice; 47.)
- Penck W., 1924. *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. J. Engelshorns Nachf, Stuttgart, 283
- Pinczés Z., 1977. *A hazai középhegységeink periglaciális planációs felszínei és üledékei*. *Földrajzi Közlemények* 101/1–3, 29–41.
- Prinz Gy., 1936. *Magyar föld, magyar faj I.*, Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest 89–141.
- Schweitzer F. 1997. *On late Miocene – early Pliocene desert climate in the Carpatian Basin*, [in:] *Geomorphology and changing environments in Central Europe*, ed. H. Bremer, D. Lóczy. Berlin, Stuttgart, Gebrüger Borntraeger, 37–43. (*Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplementband 110.)
- Schweitzer F., Szőör Gy., 1997. *Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary*. *Zeitschrift für Geomorphologie* 110, 95105.
- Sebe, K. – Csillag, G. – Konrád, Gy. 2008. The role of neotectonics in fluvial landscape development in the Western Mecsek Mountains and related foreland basins (SE Transdanubia, Hungary). *Geomorphology* 102. pp. 55–67.
- Szabó P. Z., 1931. *A Mecsek hegység formáinak ismerete*. *Földrajzi Közlemények* 49, 165–180.
- Szabó P. Z., 1957. *A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései*. *Földrajzi Értesítő* 6/4, 397–413.
- Székely A., 1977. *Periglaciális domborzatátalakulás a magyar középhegységekben*. *Földrajzi Közlemények* 101/1–3, 55–59.
- Tricart, J. 1950. *Cours de Géomorphologie*. 2^e Partie Géomorphologie Climatique. Univ. Paris, 270 p.
- Vadász E., 1935. *A Mecsek hegység. Magyar tájak földtani leírása I*. Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 180 p.

<http://www.stratigraphy.org/cenoeu.pdf>
<http://lazarus.elte.hu/hun/maps/shading/mecsek.jpg>

Alpokalja: kibillent táblák vagy felszabdalt kavicstakarók?

Kovács Gábor

Eötvös Loránd Tudományegyetem Földtudományi Doktori Iskola, Budapest
e-mail: s_kovacs_gabor@hotmail.com

1. A probléma felvetése

Az Alpokalja területe első ránézésre is számos érdekességet mutat: a terület közel É-D-i általános lejtését meg-megszakítják erre merőleges, 30-60 m magas peremek, amelyek az általános lejtésiránnyal megegyezően folyó patakok folyásirányát is hirtelen Ny-K-ire változtatják. Ezáltal a Kőszegi-hegységtől D-re eső terület kibillent táblák formáját mutatja. Érdekes ezen kívül, hogy a hirtelen folyásirány-változások nem csak a domborzati formák által kijelölt helyeken fordulnak elő, hanem szinte teljesen sík területeken is érzékelhetők. Ezen kívül a meredek peremek területén számos olyan felszínforma is előfordul, ami a nagy lejtés kiegyenlítődéset segíti elő, vagyis a perem instabilitását csökkenti. Épületek falában létrejövő repedések, valamint különböző tereptárgyak megdőlése kúszásra utal, de megfigyelhetők kisebb-nagyobb csuszamlások ill. a területet szembetűnően sok vízmosás is szabdalja. Felmerült a kérdés, hogy a meredek peremek tektonikai folyamatok következtében jöttek-e létre. Ezt az elméletet ÁDÁM (1962) megerősítette, viszont JASKÓ (1964) az egyes rétegek törésmentességére hivatkozva cáfolta, helyette a peremeket kipreparálódott rétegfejekként azonosította.

Munkám során arra a kérdésre keresem a választ, hogy melyik elméletnek nagyobb a valószínűsége, illetve hogy a sík területek patakjainak irányváltozását is tektonikai folyamatok eredményezik-e. Ez a kérdés szervesen kapcsolódik a vizsgált területről északra fekvő Kisalföldön végzett hasonló kutatásokhoz (ZÁMOLYI. et al. 2007).

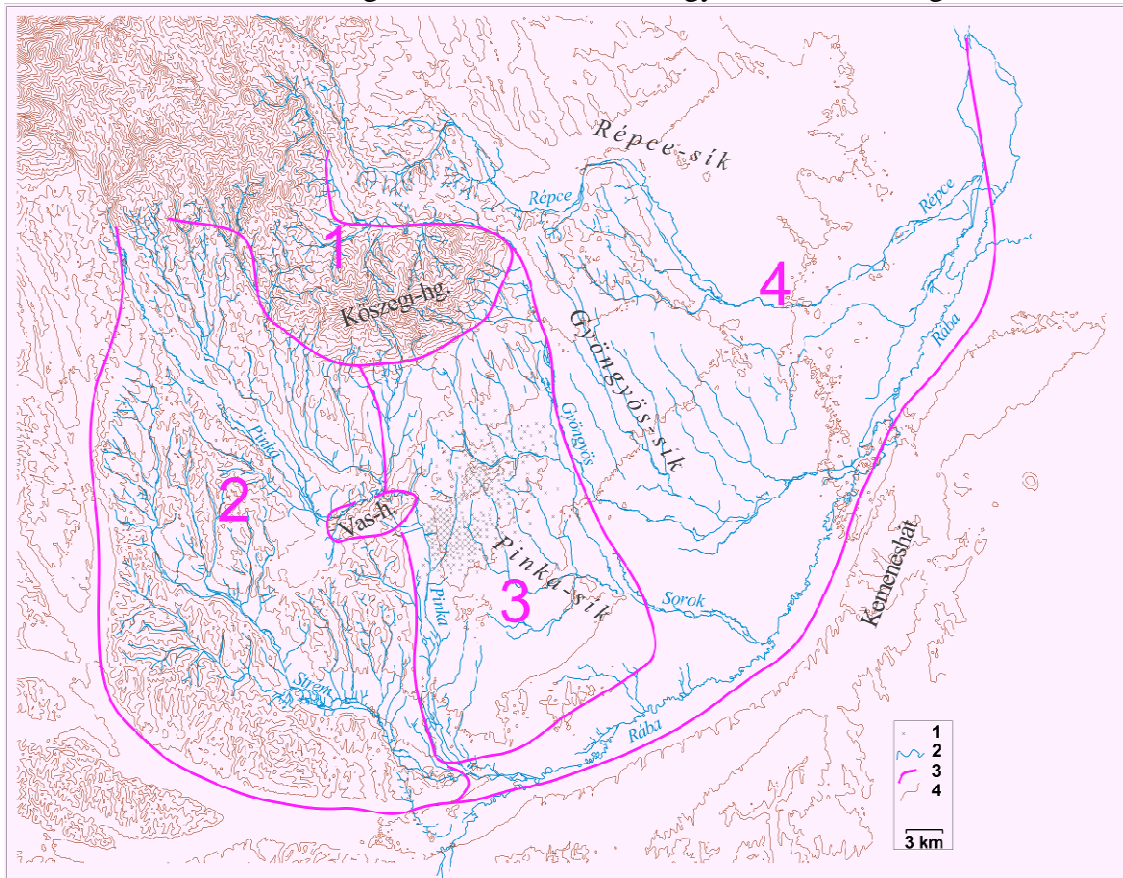
2. Kutatási terület és a vizsgálati módszerek

A Rába bal partján, a Pinka vízgyűjtőjétől a Répcéig húzódó kutatási terület a domborzat általános képe alapján 4 elkülöníthető területre osztható (1. ábra): (1) a hegyvidéki jellegű Kőszegi-hegység és Vas-hegy, amelyek a napjainkban is emelkedő Pennini ablak részeként a tektonikai folyamatok okozói lehetnek; (2) a Pinka vonalától, ill. a Kőszegi-hegységtől keletre fekvő terület, ahol kisebb mértékben ugyan, de szintén megfigyelhető a patakok hirtelen irányváltása, valamint az említett két főirány, de itt nem különíthetők el egységes táblát mutató plató-formák, mert a vízfolyások már erőteljesen bevágódtak a felszínbe; (3) a már említett kibillent táblák területe, ahol az általánosan kis reliefet csak a már említett peremek szakítják meg; és (4) a kis relatív szintkülönbségű, a Kisalföldhöz szervesen kapcsolódó terület, amelyen a vízfolyások irányváltozása a szembetűnő.

Elsőként helyszíni sekélyfúrásokat végeztem Szombathelytől 2 km-re K-re, egy nemrégiben létrejött csuszamlás hossz-szelvényében, amivel KECSKÉS (1968) eredményeit ellenőriztem, ami alapján az egyes rétegek települése pont ellentétes az általános É-D-i iránnyal, valamint a csuszamlás létrejöttét vizsgáltam. A rétegek dőlésirányát ezen kívül terepbejárásaim során vízmosások falában is ellenőriztem.

Következő lépésként a Pinka-sík É-i peremének nagy számú lignitkutató fúrásából a felszín alatti rétegek felszínmodelljét generáltam, azzal a céllal, hogy felfedjem a perem neotektonikai eredetét. Ha JASKÓ (1964) elmélete a helyénvaló – miszerint az egyes patakok bevágódása hozta létre ezeket, vagyis a keményebb rétegek kipreparálódása a nagy lejtés oka –, a felszín alatti rétegeknek egymással párhuzamosan, törés nélkül kell haladniuk. Ha viszont

ÁDÁM. (1962) tektonikai elmélete a helyénvaló, azaz egy normálvető hozta létre a nagy lejtést akkor ennek a felszín alatti rétegeket is érintenie kell, vagyis azoknak is meg kell törniük.



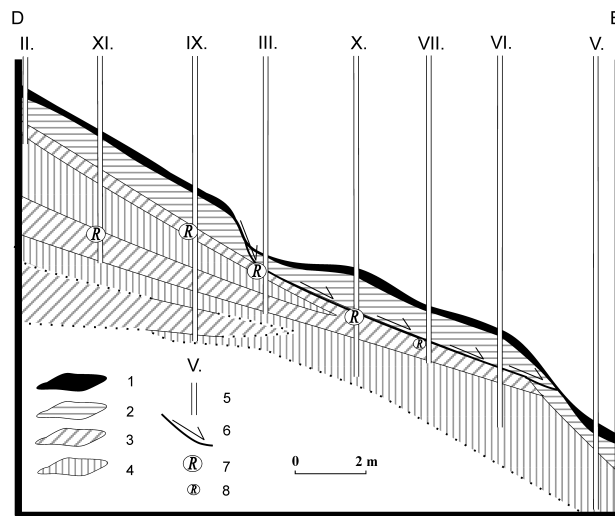
1. ábra. A vizsgált terület általános képe. 1 – a felhasznált lignitkutató fúrások; 2 – patak; 3 – az elkülönített morfológiai típusterületek; 4 – szintvonal 50 m-enként

Ezt követően a teljes vizsgált területen elvégeztem a vízfolyások digitalizálását, abból a célból, hogy nyomonkövessem a patakok már említett irányváltozásait. Ezen vektoros adatokból iránystatisztikai diagramot szerkesztettem, hogy láthatóvá válják a fő irányok statisztikája is.

Végül a Második Katonai Felmérés georeferált szelvényeiről szintén digitalizáltam a terület vízfolyásait. Ebből a nagyobb patakok kanyargósságát vizsgáltam, hiszen ennek hirtelen változása tektonikai okokra is visszavezethető. A használt módszer alapja, hogy 500 méterenként vett szakaszok végpontjainak légvonalbeli távolságát elosztottam 50-nel, a használt ablakméret folyásirányban mért távolságával. Tehát a kapott érték minél közelebb van a 10-hez, annál egyenesebb.

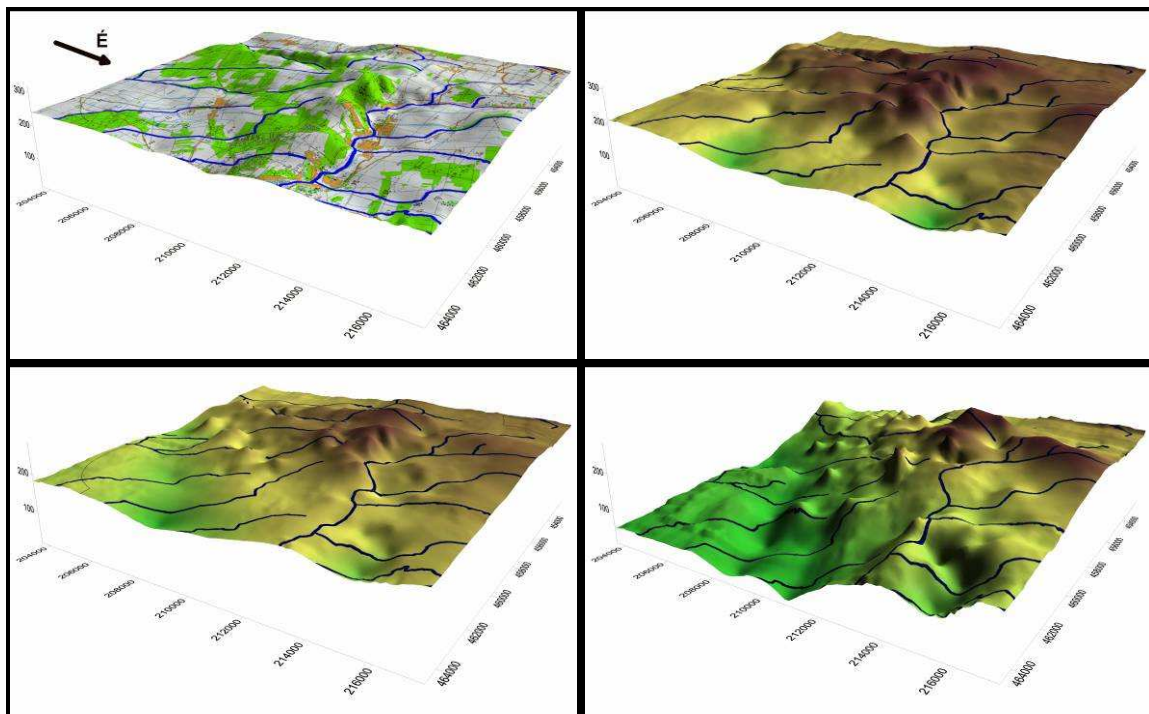
3. A vizsgálat eredményei

A csuszamlás hossz-szelvényében sűrűn, 1-2 m-enként mélyített sekélyfúrások eredményéből készített 2. ábrán látható, hogy a csuszamlástömb egy olyan agyagos rétegen mozdult meg, amelyen gyakori vízfelhalmozódások vöröses elszíneződést, redoxjelenségeket eredményeztek. A rétegek kb. 5°-os É-i lejtéssel rendelkeznek, amely megegyezik KECSKÉS (1968) eredményeivel. Terepbejárásaim során a vízmosások kipreparált falában szintén hasonló értéket mértem, ami ellentmond a már említett É-D-i általános lejtésiránynak. Erre a problémára a későbbiekben még visszatérek. Itt fontos megemlíteni a feltárt eredmények társadalmi következményét.



2. ábra. A csuszamlás hossz-szelvénye. 1 – talajtakaró; 2 – vályogos üledék; 3 – agyag, homokos agyag; 4 – homokos üledék; 5 – a fúrások helye; 6 – feltételezett csúszópálya; 7 – erős redoxijelenség; 8 – gyenge, foltoszerű redoxijelenség

Napjainkban a területen irtásos erdőművelést folytatnak, amely növeli az eróziót, amely a megismert rétegszerkezeti viszonyok ismeretében különösen nagy veszélyhelyzetet teremthet. Ennek ellenére a Pinka-sík (helyi nevén Oladi-domb) északi peremén egyre több frissen épült házzal találkozhatunk. Sajnálatos tény, hogy a terület a megyei rendezési tervben a már említett korábbi kutatási eredmények ellenére sem csuszamlás-veszélyes minősítéssel szerepel (VAS MEGYE 2006). Néhány év múltán a területen álló a házaknak a falában 5-10 cm-es repedések keletkeznek, kerítések lejtésirányba dőlnek, lépcsőik elmozdulnak.



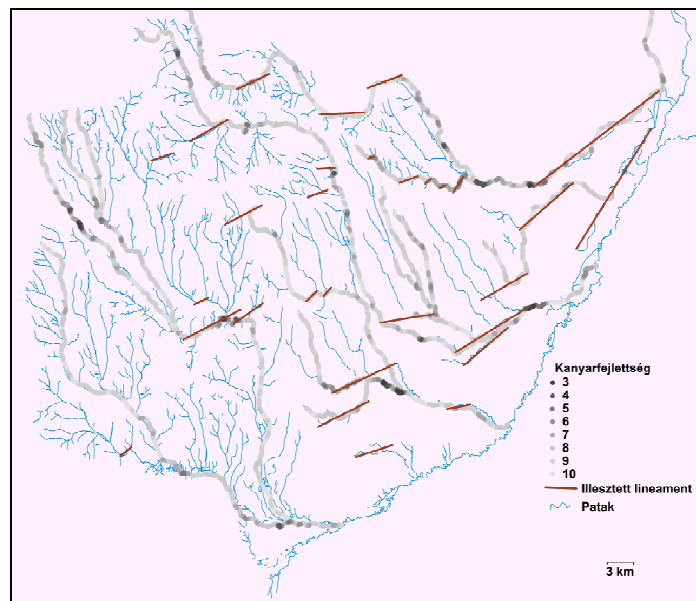
3. ábra. A különböző geológiai szintek felszínmodellje. Mindhárom mélyben fekvő réteg modelljére a felszíni vízhálózatot vetítettem rá, pusztán a jobb tájékozódás érdekében. A rétegek sorrendben: jelenlegi felszín; felsőpannon réteghatár; a feltárt lignit fedője; a feltárt lignit fekéje

Az előbb leírt eredmények alapján JASKÓ (1964) patak-bevágódási elmélete nem lehet helyénvaló, hiszen a folyamat nem befolyásolná ily módon a rétegek dőlését. A tektonikai elmélet helyességét viszont bizonyítani kellett. Erre a területen nagy számban előforduló lignitkutató fúrásokat használtam, amelyek adatsora tartalmazza a különböző korú rétegek mélységét. Ezek relatív mélységről abszolút magasságra számítása után egy olyan ponthalmaz jött létre, amelyből az egyes korok felszínének domborzatmodelljét hézagmentesen elkészíthettem (3. ábra).

Látható, hogy a felszíni letörés a mélyebb rétegekben is észlelhető, igaz egyre kevésbé markánsan, és egyre északabbra. Ez a lisztrikus normálvető tipikus példája, amely megmagyarázza az északi szegély ellentétes irányú dőlését: amennyiben a törés mentén a kőzetek képlékenyen viselkednek, az egymás mellett elmozduló rétegek elvonszolják egymást, tehát ha a rétegek el is szakadnak, a törés két felén egymás felé hajló elvonszolt sávokat, rétegeket láthatunk (CSONTOS 1998).

Miután igazolódott, hogy a Kőszegi-hegységtől D-re fekvő terület általános morfológiája tektonikai folyamatok következményei, vizsgálat alá vettem a Gyöngyös vonalától K-re fekvő síkabb területet. Az 1. ábrán látható, hogy az É, ÉÉK felől folyó patakok számos helyen hirtelen irányváltozást szenvednek el majd sok helyen később visszatérnek az eredeti irányukhoz. Mivel a szomszédos terület neotektonikailag formált, feltételezhető, hogy e jelenségek is hasonló folyamatok következményei lehetnek. Mint láthatjuk, az alacsony reliefű területen számos vízfolyás halad keresztül. Emiatt alkalmazhatjuk a patakok kanyarfejltségének vizsgálatát. Ennek lényege, hogy a folyók igen érzékenyek a külső hatásokra, így a térszín lejtésének megváltozására. A vizsgált terület szempontjából fontos, hogy a völgyvonal lejtésének megváltozása módosítja a meanderező típusú folyók geometriai paramétereit. Megnövekedett dőlésszög esetén a vízfolyás igyekszik megtartani eredeti lejtését, így a kanyarfejltség, ennek következtében a vízfolyás hossza megnő (OUCHI 1985; TIMÁR 2003; ZÁMOLYI et al. 2007).

A vizsgálat szempontjából fontos, hogy a patakok olyan állapotán végezzük el a mérést, mikor azokra a természeti folyamatok még hatottak, tehát a szabályozások előtt. Erre kitűnően alkalmasak a Második Katonai Felmérés térképszelvényei, hiszen azok geodéziai módszerrel készültek, tehát könnyen átszámíthatók a ma használt vetületi rendszerekbe (TIMÁR et al. 2006).



4. ábra. A vizsgált terület vízhalózata, és a változó kanyarfejltségi szakaszok

Miután a patakok egyes szakaszaihoz hozzárendeltem azok kanyarfejltségi értékeit, láthatóvá vált, hogy a nagyobb kanyarfejltségű szakaszok feltűnően elkülönülnek (4. ábra).

Ebből arra következtethetünk, hogy a feltűnően jól érzékelhető eloszlás valamilyen külső hatás következménye. Mivel a terület felszíni kőzetösszlete meglehetősen egyveretű, a kőzetminőség-változást kizárhatjuk a kiváltó okok sorából. Érdekes megfigyelni, hogy a másodrendű főirány kézzel behúzott megjelenési helyei sok helyen milyen jól egybevágnak a nagyobb kanyarfejltségű (alacsonyabb értékkel rendelkező) szakaszokkal. Ez alapján következtethetünk a tektonikai hatások létére.

4. Összegzés

Az Alpokalja jellegzetes képének okát, valamint a területén létrejött gyakori tömegmozgások jelenségei kiváltó folyamatait vizsgáltam. A kis méretű csuszamlás vizsgálatától eljutottam a teljes terület vízfolyásainak minőségi vizsgálatig. Fontos, hogy a különböző felszínmozgások jelenségei legfontosabb kiváltó oka az emberi tevékenység, de talán pont ennek köszönhető, hogy létük felkeltette a kutatók figyelmét. Ez azonban mégsem örömteli tény, mivel a területhasználat nem megfelelő volta számos környezeti veszélyt von maga után: a nagymértékű erdőirtás még több csuszamlás illetve vízmosás létrejöttét eredményezheti ami egyes területeken a lakóházakat is veszélyeztetheti. A meredek peremeken fontos lenne átállni az irtásos helyett a szálaló erdőművelésre, valamint az aktív (mozgó) területeken már felépített házakat védeni a további károktól, például mélyre nyúló gyökerű fák telepítésével.

A csuszamlások létrejöttének vizsgálatából az a következtetés vonható le, hogy a legfontosabb kialakító tényező a perem nagy meredeksége valamint a rétegek felszínnel közel párhuzamos települése. A rétegtelepülés ellentmond a terület általános dőlésének, valamint JASKÓ (1964) elméletének is, hiszen a folyóbevágódás nem befolyásolná a rétegek dőlési irányát. Ez az ellentmondás, valamint a meredek perem kialakulásáról szóló vita késztetett az elméletek helyességének vizsgálatára. A Pinka-sík északi szegélyén sikerült bizonyítanom a vertikális mozgás tényét, valamint a rétegtelepülések ismeretében annak típusát is megadtam. Az eredmények megvilágították, hogy a vizsgált területre különböző erők hatnak, hiszen a normálvető tágulások feszültségtérben jön létre. Az erőhatás azonban nem végződhet el hirtelen, a környező területeken is meg kell nyilvánulniuk valamilyen formában. Ez okozhatja a sík területek vízfolyásainak hirtelen és egységesen megváltozó kanyargósságát, ez azonban még további bizonyításra vár, szeizmikus szelvények elemzésével vagy műszeres végzések elvégzésével. Ezen kívül a területen keresztülhaladó vízfolyások hossz-szelvényének precíz mérése is választ adhat a vertikális mozgások létének kérdésére.

További feladataim közé tartozik az eredményeim összevetése, kiterjesztése a Kisalföld területén végzett hasonló kutatásokkal, valamint egy közös, a Rábától Ny-ra fekvő területre vonatkozó általános elmélet kialakítása. Ezen kívül vizsgálat alá venném a Pinka vonalától nyugatra fekvő területet is. Ez azonban nehéz feladat elé állít, hiszen a terület jórészt az országhatáron kívül fekszik, így az adatokhoz való hozzáférés nehézkes. A vertikális mozgások időbeliségét is vizsgálnám, főleg dendrokronológiai módszerrel. Végül az egyes kiemelkedések mértékét a peremekről lefutó patakok hossz-szelvényében bekövetkező jellegzetességekkel ellenőrizném.

5. Irodalomjegyzék

- ÁDÁM L. 1962. A Rábántúli kavicstakaró. – In: ÁDÁM L. et al.: Néhány dunántúli geomorfológiai körzet jellemzése. – Földr. Ért. 11. 1. pp. 41–52.
CSONTOS L. 1998. Szerkezeti földtan. ELTE Eötvös Kiadó. Budapest. 208 pp.
JASKÓ S. 1964. A nyugat-vas megyei barnaköszénterület. – Földt. Kut. 7. 2–3 pp. 24–48.
KECSKÉS T. 1968. A szombathelyi dombcsúszás. – Vasi Szemle 22. 4. pp. 557–566.
OUCHI, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geol. Soc. Am. Bull. 96. pp. 504–515.

- TIMÁR G. 2003. Controls on channel sinuosity changes – a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. *Quatern. Sci. Rev.* 22. pp. 2199-2207.
- TIMÁR G., MOLNÁR G., SZÉKELY B., BISZAK S., VARGA J., JANKÓ A. 2006. Digitized maps of the Habsburg Empire - The map sheets of the second military survey and their georeferenced version. Arcanum, Budapest, 59 pp.
- VAS MEGYE ÖNKORMÁNYZATA 2006. Vas megye területrendezési terve, rendeletmódosítás. Szombathely. 50 pp.
- ZÁMOLYI A., SZÉKELY B., TIMÁR G., DRAGANITS E. 2007. Quantitative river channel analysis based on georeferenced historical maps - documenting vertical movements in the Little Hungarian Plain. – *Geoph. Res. Abs.* 9.

Gleccser alapú hóhatár becslések a Páreng-hegységben

László Péter

*Eötvös Loránd Tudományegyetem Természetföldrajzi Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
e-mail: laszlo.peter83@gmail.com*

Bevezetés

„...Penck ama kijelentésének, hogy Közép-Európában a hegyeknek főképp északi és keleti lejtőin csoportosulnak az egykori firngyűjtők és gleccserágyak, talán sehol sem találjuk szebb példáját, mint épen a Párengon.” (Schréter 1908)

A múlt század első éveiben fellendült hazai glaciológiai kutatások egyik úttörője volt Schréter Zoltán. Fent idézett sorai 1908-ban íródtak, amelyek jól illeszkedtek korának dél-kárpáti glaciális geomorfológiai kutatásaiba.

A hegyi kutatások a medencebelső felől a Kárpátok felé irányultak. Az első munkák még az 1880-as években, a Magas-Tátrával foglalkoztak (Roth 1887), ahonnan a súlypont fokozatosan a Déli-Kárpátokba tevődött át. Az 1900-as évekből alig akadt olyan földrajzi témájú folyóirat, amelyben ne találnák ilyen témájú írásokat. Olyan elévülhetetlen nevekkel, mint Lóczy Lajos (Lóczy 1903), vagy Czirbusz Géza (Czirbusz 1904, 1905). Schréter munkájában elkülönítette a glaciális formákat, eredetükre bizonyítékokat keresett és talált. Munkájával megerősítette azt az elképzelést, hogy a Kárpátok nem mindig volt jégmentes térszín, ezt bizonyítandó jégár rekonstrukciókat is készített (Nagy és László in press).

Sok kárpáti terület glaciológiai felmérésére, illetve az adatok feldolgozására már nem kerülhetett sor. (Üdítő kivételnek számít Balogh Ernő Szebeni-havasokról szóló írása 1939-ből.) Az 1960-as évektől román monográfiákban találkozhatunk újra e hegyvidéki területekkel. Ezek szemlélete túlzottan leíró jellegű, tartalmuk pedig meglehetősen hiányos, így a glaciális és periglaciális formák taglalása is ritkán vagy csak vázlatosan kerülnek említésre. Ha megemlégették, akkor is csak elnagyoltan az elemzések és összefüggések teljes hiányával. Azonban nyitva maradt megannyi megválaszolatlan kérdés: hol voltak eljegesedett területek, meddig terjed(t) ezeknek határa, milyen formáik őrződtek meg? Mekkora lehetett a gleccserek kiterjedése, mennyi jeget rejtettek magukban? Milyen múltbeli klíma információkra következtethetünk mindezekből? Hogyan és mikor voltak aktívak e folyamatok? Lehetek-e aktív gleccserek a kis jégkorszak idején? A monográfiák merev szemléletével szakító új magyar hullám a Keleti- és Déli-Kárpátok több területéről publikált új adatokat és keresett választ a fenti kérdésekre (Kern et al. 2004, 2006; Nagy et al. 2004, 2006).

Mivel a kérdések sora roppant hosszú, ezért kerestem olyan mintaterületet, ahol a glaciális felszínformálás egykor meghatározó felszínalakító folyamat volt és az ebbéli vizsgálatok választ adhattak a fenti kérdésekre. A legmagasabb régió még ma is őrzi a glaciális formákat és az eljegesedések nyomait. A szakirodalomban is csak ritkán bukkan fel a Páreng-hegység, ezért is tartottam kiemelten fontosnak e terület glaciális formakincseinek vizsgálatát.

Mintaterület

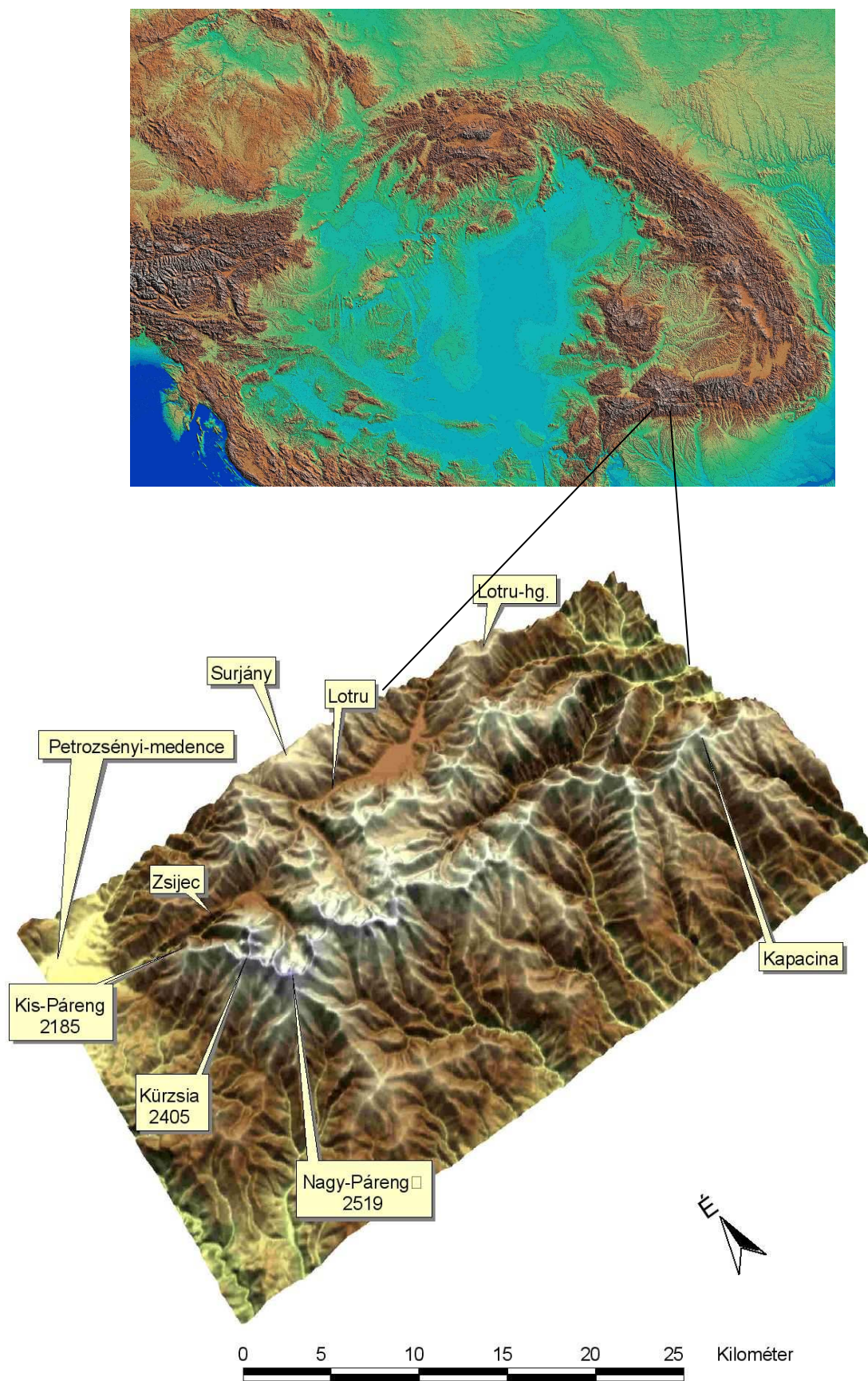
Az Eurázsiai-hegységrendszerhez tartozó Kárpátok földrajzi helyzetéből adódóan sajátos klímájú terület, ami különös jelentőséggel bír mintaterületemen, a déli-kárpáti *Páreng-hegység* egészében is, mivel a pleisztocénben és a holocénben a magasabb régiók (elsősorban

az 1500 m felettiek) el voltak jegesedve (Urdea 2004). A kontinentális jellegeket mutató klíma és az Alpokhoz viszonyított alacsonyabb magasság miatt a jégborítás csak foltokban, a magasabb régiókban jelentkezett. A kárfülkékhez köthető kisebb völgyi-, illetve kárgleccserek a hegységen belül csak foltokban jelentek meg, így azok a hegység előtéri részeit sem borították el (Reuther et al. 2004).

A Prahova völgyétől a Temes–Cserna–Mehádiai-árokig tart a legegységesebb, legnagyobb átlagmagasságú glaciális és periglaciális formakincsekben egyaránt gazdag nyugat–kelet csapású Déli-Kárpátok, ahol a Páreng-hegységcsoporthoz tartozó Páreng-hegység (Muntii Paring) is fekszik (Nagy 2004) (1. ábra). A hegységcsoporthoz két részre osztható. Északi részét a Szebeni-havasok részeként a Kudzsiri-havasok, a Surjány, a Csindrel és a Lotru alkotja, míg déli része a Páreng-, a Kapacina- és a Latorica-hegységből áll (Pinczés 1995). Ezeket hegyközi medencék (pl. Petrozsényi, Hátszegi) választják el egymástól. A Kárpátok e területének hegységei anyagukban és szerkezetükben is különböznek, mégis döntően kristályos és metamorf kőzetekből állnak.

A Déli-Kárpátokban meghatározó tájképi szerepük van a harmadidőszaki tönk- és eróziós felszíneknek. Az 1900-2000 méteren fekvő, a tetőszinteket kijelölő Boreszku-felszín széles, lapos, gypsöznyekkel fedett hátai a legmagasabb csúcsokat övezik. Az 1200 és 1500 m közötti Sebes-felszín sűrű erdőkkel, legelőkkel, kaszálókkal, lankás lejtőkkel jellemezhető, míg az 1000 m alatti területeket a Gornovita-felszín dombvidéki lankái kísérik (Nagy et al. 2002).

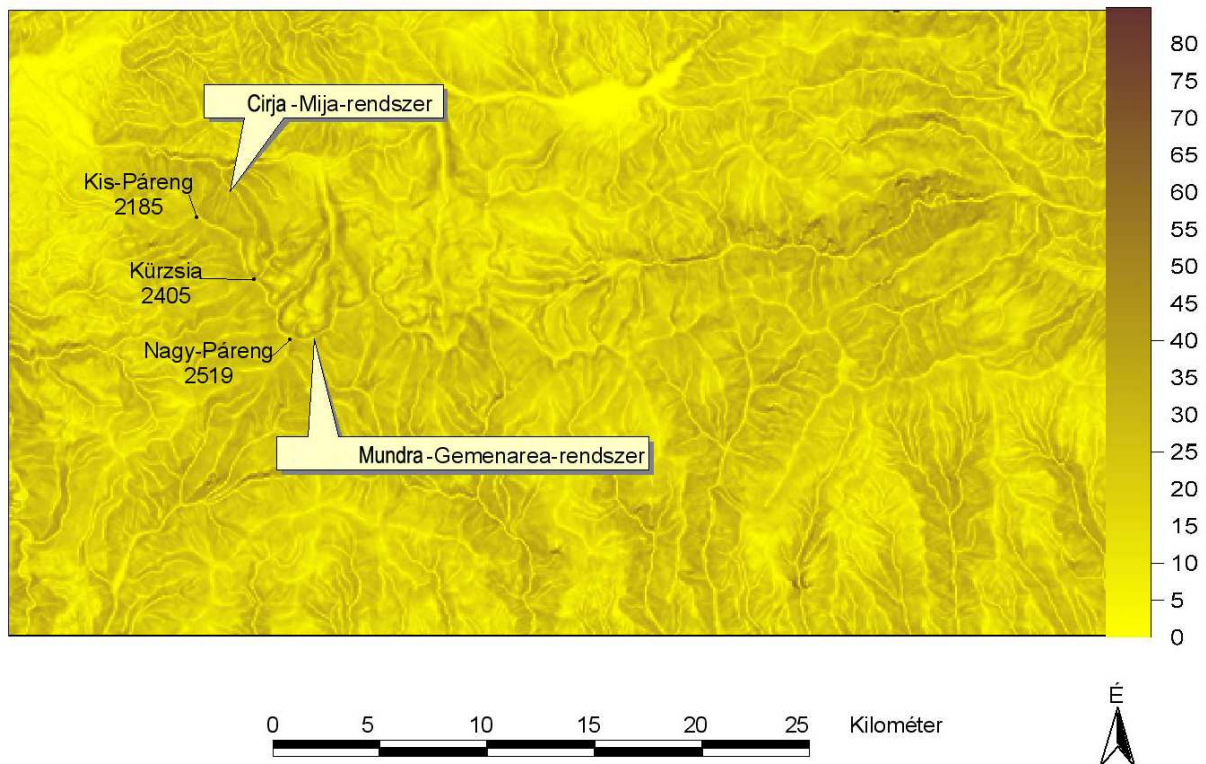
A tanulmányban a Petrozsényi-medencétől délkeletre fekvő Páreng-hegységgel foglalkozom (1. ábra). A 2519 méteres Nagy-Páreng (Parangu Mare) csúcsban tetőző nyugat–kelet csapású főgerincet nyugaton a Zsil völgye határolja, míg keleten a Kapacina-hegységhez kapcsolódik. A gerincet az éles aszimmetria jellemzi. Déli oldala lankás, havasi gyepekkel és aprózott kötőmelékkel tarkított, míg északi oldala igazán alpesi képet mutat: meredek falak, jégkorszakban képződött kárfülkék, morénasáncok és tengerszemek uralják a látképet (Nagy 2004). A terület geológiájának különlegessége, hogy az ún. Dunai takaróhoz tartozik, amelynek legszebb, legtípusosabb változata éppen itt található. A központi terület gránitból, granodioritokból, kvarcitból, migmatitból és kristályos palákból áll (Pinczés 1995).



1. ábra. A Páreg-hegység helye a Kárpát-medencében. Adatok forrása: SRTM adatbázis.

A terület éghajlata mérsékelt kontinentális jellegű, de a nagy magassági különbségek miatt helyi szinten igen nagy változékonyságot mutat. A hegyi állomások adatai alapján az éves középhőmérséklet a 2505 m-en fekvő Omul-csúcsnál $-2,6^{\circ}\text{C}$, a Szárkőnél 2180 m-en $0,5^{\circ}\text{C}$, míg a Páreng alacsonyabb részén, 1585 m-en $3,4^{\circ}\text{C}$. Ezeken az állomásokon az év öt hónapjában negatív a hőmérsékleti átlag. Az évi átlagos csapadék mennyisége az Omulon 1345 mm, a Szárkőnél 1178 mm, a Párengen pedig 952 mm. 1500 m felett az éves csapadék 40 %-a hó, a hótakarós napok száma 212 nap az Omulon, 190 nap a Szárkővön és 148 nap a Párengen (Urdea és Sarbovan 1995). A hegység éghajlata a szomszédos hegyek miatt annyiban módosul, hogy azok az észak, északnyugat felől jövő csapadék jelentős részét felfogják, ám a déli irányból érkező csapadékos légtömegek – a peremi helyzetből adódó déli nyitottság miatt – könnyen elérik a vonulatot.

A gerinc tekintélyes hossza miatt a hegység teljes területére kiterjedő glaciológiai térképezés rendkívül hosszadalmas lett volna, ezért mintaterületeket jelöltem ki. A kijelölés alapját az SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) adatbázis alapján készített lejtőkategória térkép képezte (2. ábra).



2. ábra. Az SRTM adatbázis alapján készített lejtőkategória térkép a mintaterületekkel. A jobb oldali skála fokban értendő.

A mintaterületek az alábbiak lettek: a Cirja–Mija-rendszer, illetve a Mundra–Gemanarea-rendszer. Választásom azért esett e két területre, mert – mint ahogyan az a 2. ábrán is látható – itt vannak fejlettebb kárfülkék, valamint az idevágó szakirodalom alapján innen lehetett karakteres eredményeket várni, ezenkívül két eltérő morfológiájú völgyrendszeren tudtam alkalmazni a számításokat.

Módszerek

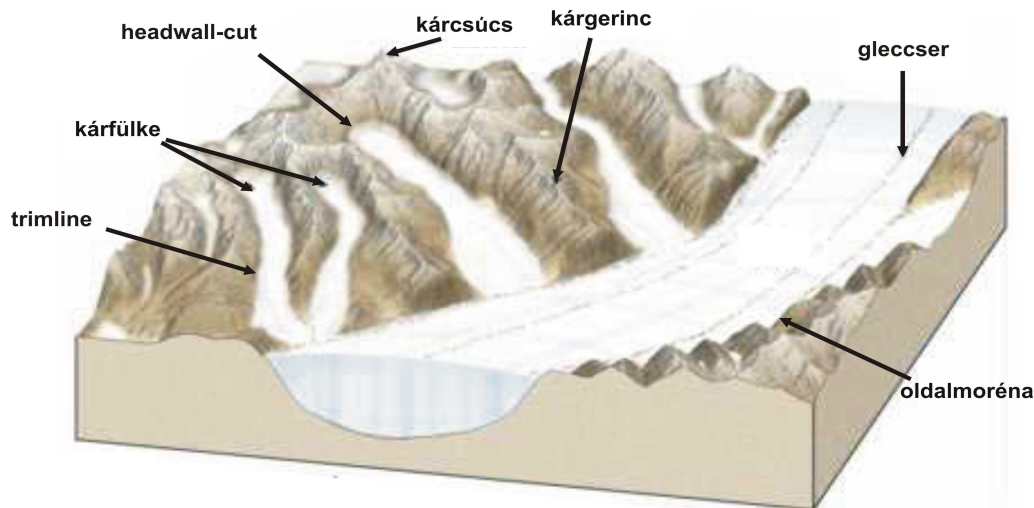
Geomorfológiai térképezés

A terepi vizsgálatok során elsődleges célom egy a glaciális formakincset feltáró GPS-alapú geomorfológiai térképezés volt. Ehhez egy nagy pontosságú kézi GPS-vevő, 1:25 000-es topográfiai térképek, korábbi szakirodalmi adatok, műholdfelvétel és saját, a terepen készített fotók álltak rendelkezésre.

Hegységek hóhatár feletti területein a firngyűjtőkben felhalmozódó hó csonthóvá, majd jéggé alakul és a nehézségi erő hatására a mélyebben fekvő területek irányába mozdul el. E mozgás során átalakítják a völgyeket, koptatják felszínét és sajátos akkumulációs formákat hoznak létre (Borsy 1998).

Az egyik legszembevetőbb forma a cirkuszvölgy, vagy kárfülke, amely nem más, mint egy félgömb alakú, meredek falakkal határolt firngyűjtő medence, melynek átmérője 100 m-től akár több km-ig tarthat. Az eljegesedések előtti felszín a firngyűjtőkben felhalmozódó és onnan kipréselődő jég hatására gyökeresen átalakul: meredekké és hátrálóvá váló falai révén szélesedik, alja kimélyül. A kárfülkék szélesedése során meredek csúcsok képződnek, amelyeket kárccsúcsoknak, kárpiramisoknak nevezünk. A kárccsúcsokat kárgerincek kötik össze (Borsy 1998). A jégtakaróból kiemelkedő sziklaszirtek a nunatakok, amelyeket a jég csak körbefolyja.

A hazai szakirodalomban kevésbé ismertek a headwall-cut és a trimline elnevezések. Előbbi azon gleccserszéli terepszakasz, ahol a jéglepény egy éles vonal mentén elválik a kárfülke homlokfalától, tehát nem más, mint a jégkitöltés peremét jelző megtörés. Ezen a szakaszon a kifagyásos aprózódás következtében a fal enyhén áthajló lesz – helye megegyezik a Bergschrund (peremhasadék) magasságával. A trimline pedig a headwall-cut völgyi folytatása, általában a lefutó mellékgerinceken található (3.ábra).

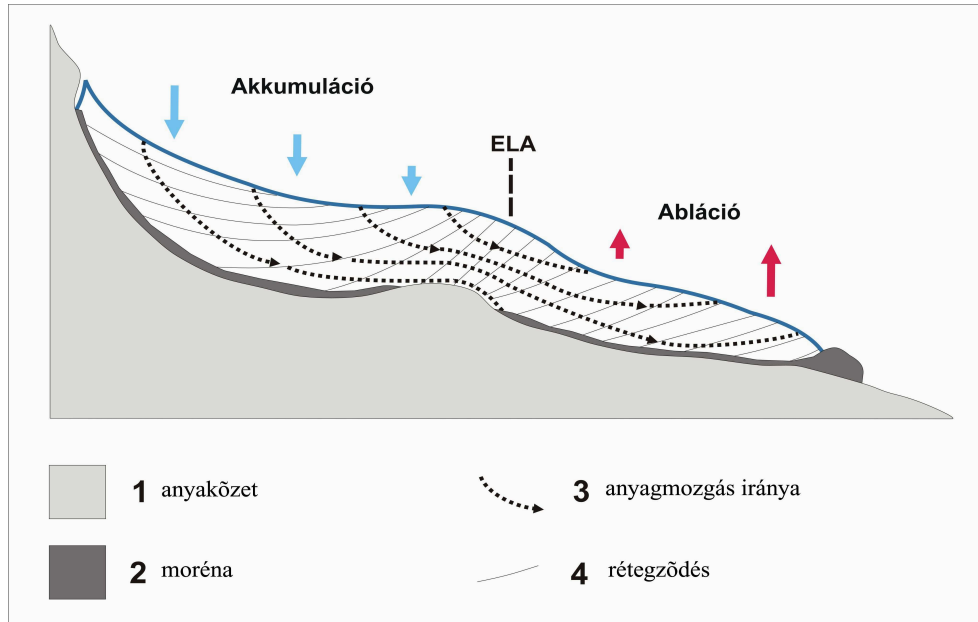


3. ábra. Gleccserhez kötődő formák. Forrás: <http://oz.plymouth.edu> után módosítva

Ha a gleccserjég alatti felszínét vizsgáljuk (4. ábra), akkor általánosan az állapítható meg, hogy az akkumulációs területen a túlmélyítés következtében alakja homorú, mivel a jég valósággal felszántja az alatta levő szálabban álló kőzetet, ezt az eróziós tevékenységet exarációnak nevezik (Borsy 1998; Urdea et al. 2004).

A jég által szállított és lerakott törmelékanyagoknak – a morénának – forrása egyrésztől magának a gleccsernek az eróziója, másrésztől pedig a firngyűjtő sziklafalairól ráomló,

rápergő kőzetanyag. Amikor a gleccser eróziós képessége lecsökken, moréna anyagát lerakja. Számos moréna típus létezik, amely közül legfontosabb az oldalmoréna, a két gleccser találkozásánál képződő középmoréna, illetve a jégnyelv végénél feltorlódó végmoréna (Borsy 1998).



4 ábra. A gleccserjég alatti formák, folyamatok. Reuther et al. (2004) után módosítva.

Szintén fontos paraméter az egyensúlyi vonal magassága (equilibrium-line altitude, ELA), amely egy gleccser felszínének azon kitüntetett pontjaira illeszkedő vonal, ahol a nettó éves akkumuláció egyensúlyban van a nettó éves ablációval (Porter 1975). Az ELA egy gyakran használt mérőszám a gleccserek klimatikus jellemzésében, amelyet a területre jellemző klimatikus hóhatárral lehet azonosítani. A klíma változásával a hóhatár/egyensúlyi vonal helyzete is változik, ezért a pleisztocén/holocén klíma magashegyi változásának kitűnő klímaindikátora. Egyes tanulmányokban pELA szerepel, (p=paleo) ezzel is utalva arra, hogy nem az aktuális, hanem korábbi eljegesedéshez köthető ELA értékről van szó.

A gleccserek felszíne is érdekes képet mutat: az akkumulációs területen enyhén homorú, míg az ablációs területen domborodó (4. ábra) (Borsy 1998; Reuther et al. 2004). A két forma határát az ELA-nál húzhatjuk meg, ahol már megjelennek az oldalmorénák is (Dahl & Nesje 1992).

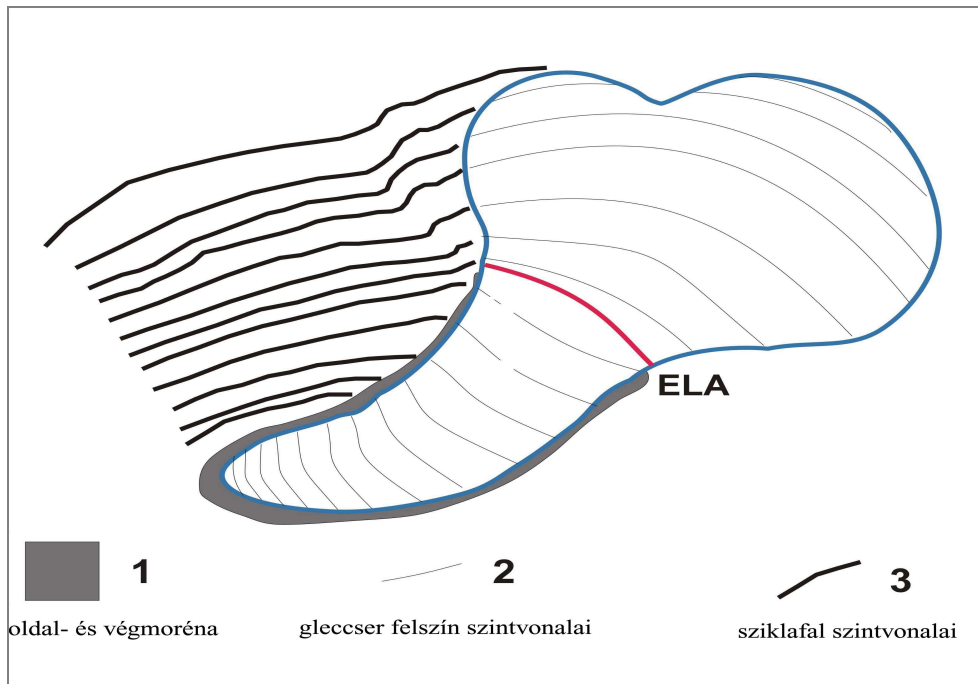
Térinformatikai alkalmazások

A gleccserekre vonatkozó számításokhoz digitális domborzatmodellt (DDM) készítettem. A minél részletesebb felbontás érdekében 1:25000-es léptékű topográfiai térképből 20 méter/pixeles gridet interpoláltam, 10 m-es szintvonalközzel. A teljes térinformatikai környezetet ArcGIS szoftvercsomag képezte.

Egy egykori stádiumhoz tartozó gleccser határainak meghatározásához a terepen mért morénasánc, trimline és headwall-cut magasságokat ráillesztettem a DDM-re. A határok ismeretében ki tudtam jelölni az egyes gleccserterületeket, amelyekhez a valóságot legjobban visszaadó poligont használtam. A kijelölést nagyban segítette egy 5 m/pixel felbontású, a domborzatra simított műholdfelvétel.

Az így kapott területadatokkal megbecsülhettem a hóhatár magasságát. A legegyszerűbb becslés pusztán morfológiai alapon nyugszik, nevezetesen a vég- és oldalmorénák jelölik ki az

ablációs területet, míg az oldalmorénák megjelenési magassága az akkumulációs területhez köthetőek, a kettő határán húzódik a hóhatárt kijelölő ELA (5. ábra).



5. ábra. Egy idealizált gleccser felszíne. Reuther et al. (2004) után módosítva.

A hóhatár magasságának meghatározási módszerei

Egy gleccseren az egyensúlyi vonal magassága megegyezik az adott gleccseren számított tényleges hóhatár magasságával. Mivel ez egy rendkívül fontos klímajelző adat, így első számításait már a XIX. század második felében elvégezték. Az eltérő módszerek László (2007) munkájában kerülnek részletes leírásra.

Itt röviden csak az általam alkalmazott módszereket ismertetem:

1. A **MELM** (maximum elevation of the lateral moraines) módszer lényege, hogy az oldalmorénák csak az ablációs területől származhatnak, mert itt a gleccser áramlási vonalai kifelé, a felszín irányába mutatnak (Dahl & Nesje 1992).
2. A leggyakrabban és legjobb eredménnyel alkalmazható az ún. **AAR** (accumulation-area ratio) módszer (Porter 1975; Dahl & Nesje 1992; Lie et al. 2003 a; Reuther et al. 2004; Kuhlemann et al. 2005; Osmaston 2005; Kerschner 2008), amelynek lényege, hogy a gleccser akkumulációs területe arányban áll annak teljes területével. Az Alpokban alkalmazott leggyakoribb értéke 0,67, ami azt jelenti, hogy a gleccser teljes területének (100%) a felső 67%-a az akkumulációs, míg az alsó 33%-a az ablációs területhez tartozik.

Így tehát az egyensúlyi vonal magassága megegyezik a gleccseren számított hóhatár magasságával. Több völgy hóhatár becslésének értékéből következtethetünk a hegység hóhatárának magasságára.

Eredmények

Glaciális maradványformák

A Páreng-hegység mintaterületének kárfülkéiben a gleccsermaradványok igazán meghatározó domborzati elemek. A térképezés során azokat az eróziós és akkumulációs formákat térképeztem, amelyeknek felhasználásával ki tudtam jelölni az egykori jégkitöltés határát. A

legjellemzőbb formák, a morénák térképezését GPS mérések segítették, amelyek eredményeként több stádiumot sikerült megállapítanom.

Cirja – Mija-rendszer:

A Kis-Páreg a Kürzsia- és a Mija-csúcs által határolt mintaterületen kitűnően nyomozható a glaciális formakincs, amelyek morénák, jégkarcok illetve a sziklafalakon a jég eróziós tevékenységéhez köthető peremi formák (headwall-cut, trimline) (6. ábra). Elsőre nem mindig egyértelműek a formák, mivel azokat a periglaciális folyamatokhoz köthető tömegmozgások átdolgozták, így a gleccser terület számításokhoz azok helyzetét módosítani kellett. A vizsgálatok a völgy legfelső, illetve egy alsóbb, 1 700 m-en fekvő töréslépcsővel határolt részéig terjedtek ki. A felsőbb morénák mindig fiatalabbak, mivel ha egy későbbi, de nagyobb eljegesedés lett volna, akkor annak mindenképpen felül kellett volna írnia az előző stádium(ok) formacsoportjait.

A Cirja-katlan kárfülkéjének felső részében található formák jól megőrződtek, mert fiatalabbak, mint a völgy alsóbb részében lévők és így a periglaciális átformálás – mivel az rövidebb ideig érte – sem volt olyan jelentős. A zárt, északias kárfülkében kisebb méretű, firngyűjtőhöz kapcsolódó kárgleccserek képződhettek (1. kép). Több stádiumhoz tartozó, egymástól jól elkülöníthető moréna generációt térképeztem. Ezek mind jól fejlett oldal- és végmorénák. Külön érdekes az a 2 138 m magas, szálban álló forma, amelyet az ehhez tartozó jégkitöltés idején a jég körbefolyt, ami így korábbi nunatakként állhatott ki a gleccserjégből.

A völgy alsóbb részében a formák jóval hosszabbak, szélesebbek és a periglaciális átmozgatás következtében nem képződési helyükön, hanem annál lejjebb fekszenek. A völgy felsőbb szakaszával szemben itt nagyobb, a völgy alját teljesen kitöltő gleccserek képződtek.



1. kép. A Cirja-katlan felső szakasza, piros színnel jelölve a morénák.

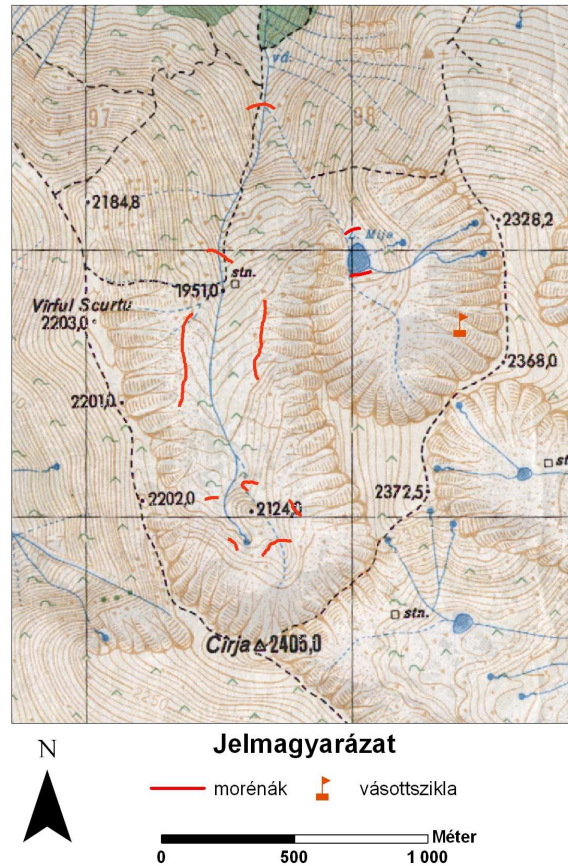
A Cirja-katlantól keleti irányban fekszik a rendkívüli módon fejlett *Mija-katlan*. Bár kiemelkedően intenzív az aprózódás, mégis megőrződött a glaciális formák jelentős része.

Két darab végmorénasánc került térképezésre. A magasabbik a tó felett 2 005 m-en fekvő kb. 70 m hosszú, 15 m magas enyhén ívelt forma, míg az alacsonyabbik egy 1 990 m-en fekvő 85 m hosszúságú sánc.



2. kép. A Mija-katlan felülről nézve, piros színnel jelölve a morénák.

A terepi megfigyelések és a DDM alapján az állapítható meg, hogy a nagyobb eljegesedések idején a jég túlcsordult a katlan peremén és a Cirja-katlan jégfolyamával egyesülve haladt a Zsijec völgye felé.



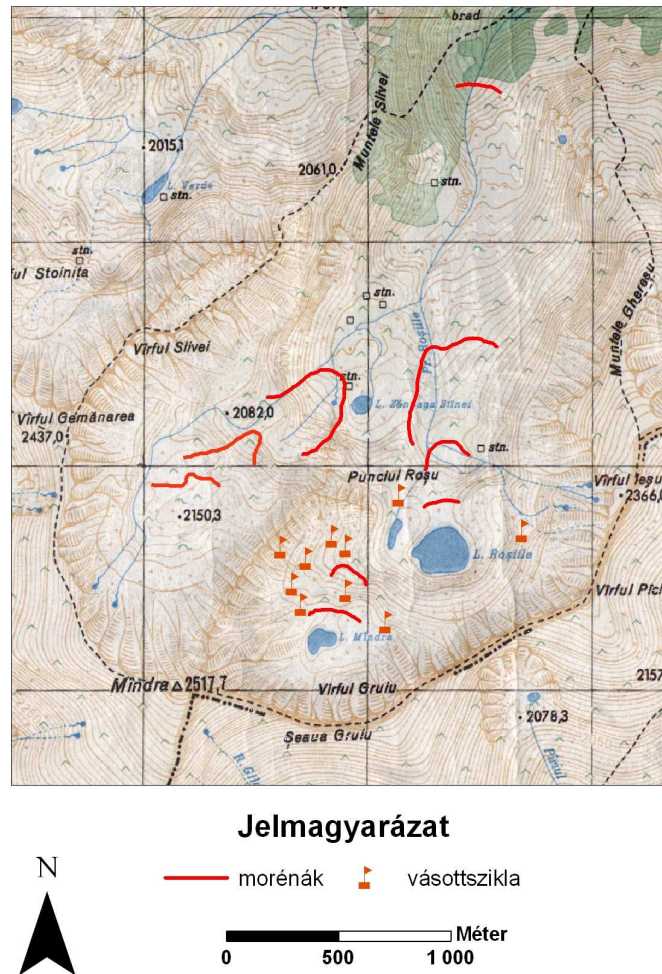
6. ábra. A Cirja – Mija-rendszer pontosított terepi mérései.

Mundra – Gemanarea-rendszer

A hegység legnagyobb, legösszetettebb egykori gleccservölgye ott található, ahol a hegység főgerince déli irányba ívesen hajlik (7. ábra). A morénák, vásott sziklák és jégkarcok mind a glaciális felszínfejlődés iskolapéldái.

A keletebbi Mundra-katlan gyakorlatilag két részre osztható: a kárfülke legfelső, – magasabban fekvő – a Mundra-tóval határos területére, illetve az alacsonyabban, 1 995 m-en elterülő Rosille-tóra és környezetére.

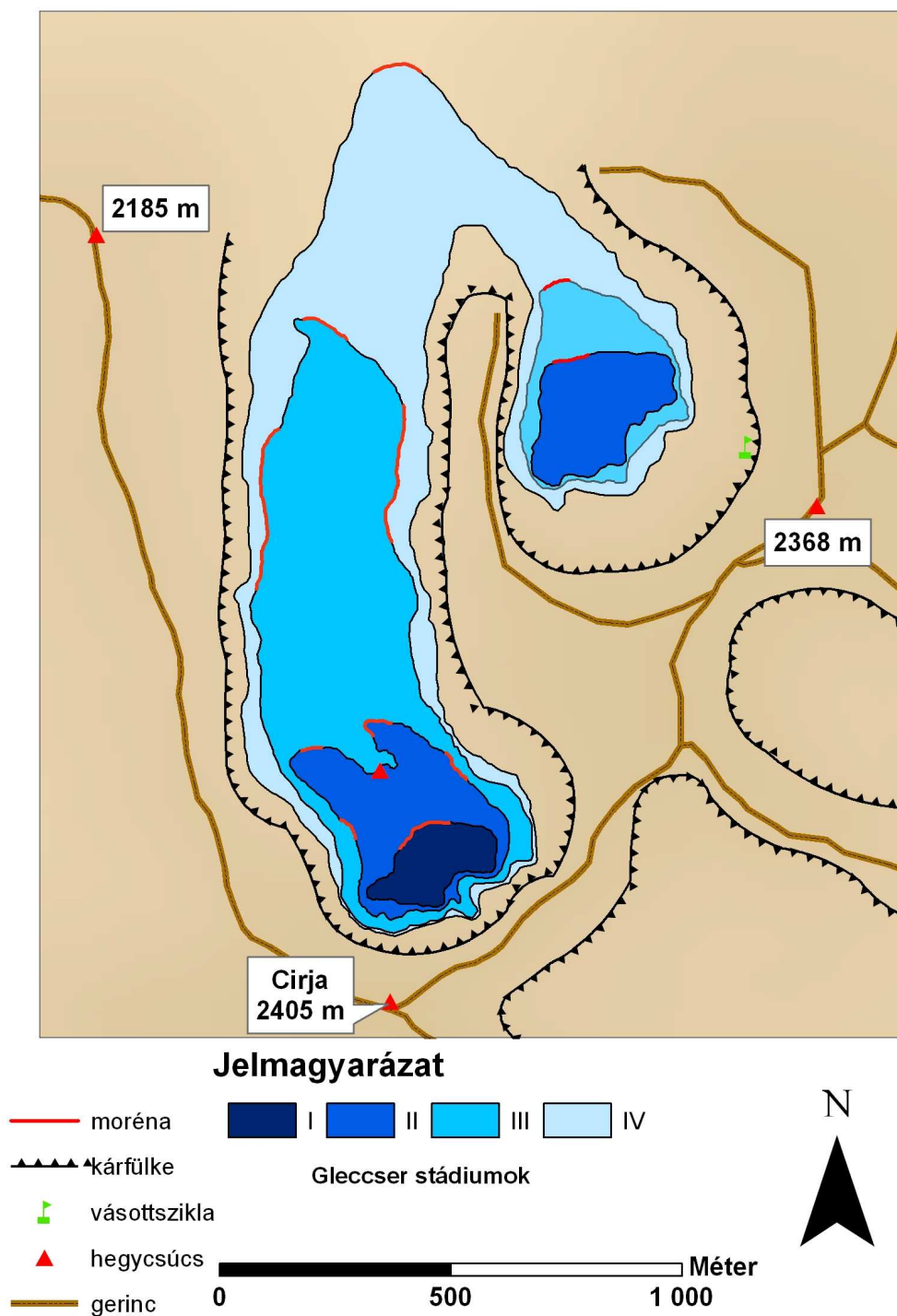
A Gemanarea-katlan kisebb méretű, nem ennyire komplex, mégis a morénák magassága alapján hasonló paleoszintekkel rendelkezik. A formák kijelölésében a GPS-alapú térképezésen túl a DDM-re húzott műholdfelvétel jelentett segítséget.



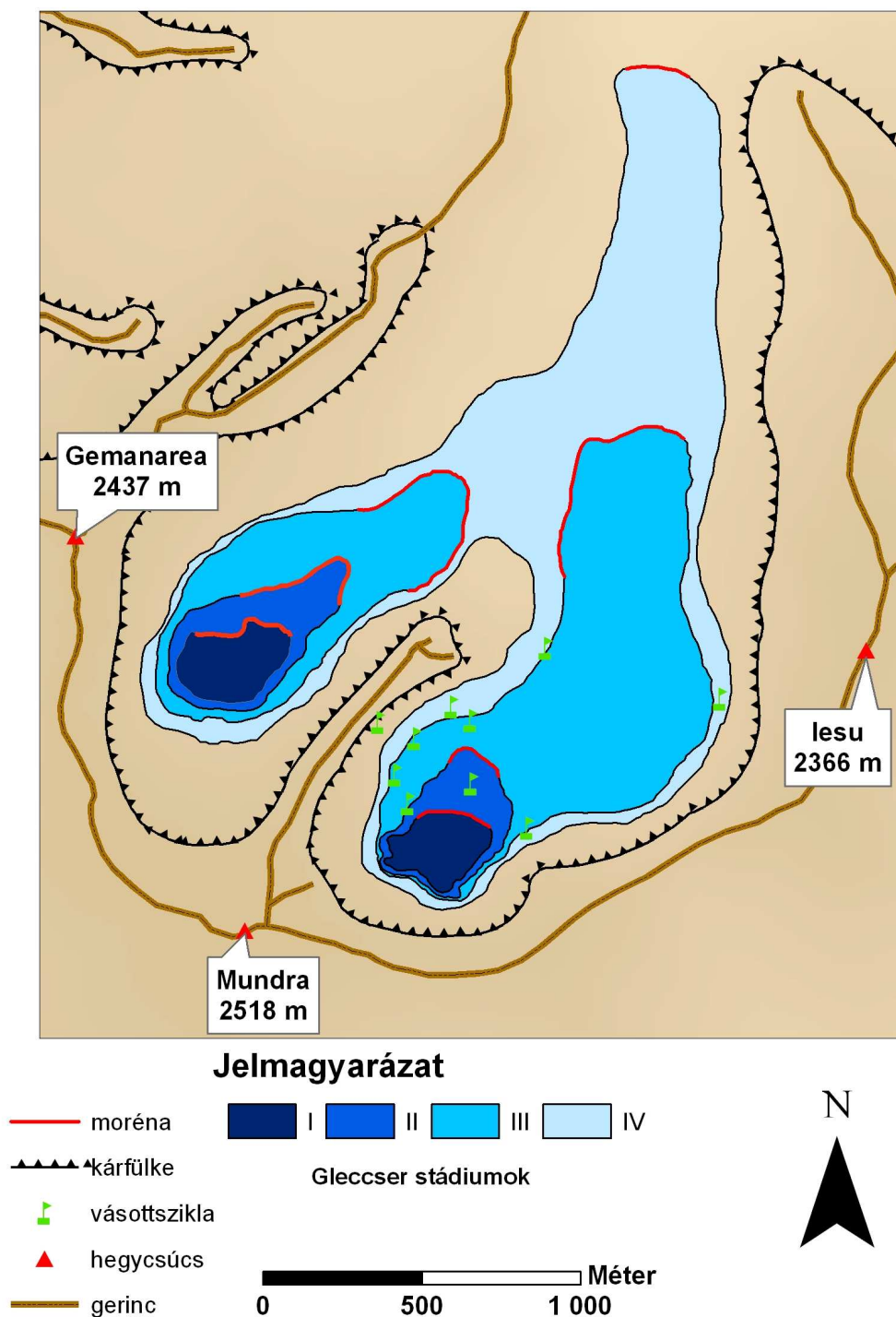
7. ábra. A Munda – Gemanarea-rendszer pontosított terepi mérései.

Gleccser terület és hóhatár rekonstrukciók

A mintaterületen fekvő kárfülkék meghatározó morfológiai elemei az eljegesedések gleccsereinek maradékai, a morénák. E morénák pontosított helyzetének megadásával kijelölhetőek a jégárak határai, amelyek segítségével kiszámolható azok egykori területe (8-9. ábra). A terület és a morénák magassága alapján pedig becsülhető a hóhatár értéke, amely lehetőséget ad egyes völgyek hóhatár értékeinek párhuzamosítására, sőt a hegységi hóhatár becslésére is.



8. ábra. A Cirja – Mija-rendszer jégár rekonstrukciói.



9. ábra. A Mundra – Gemanarea-rendszer jégár rekonstrukciói.

A pontos terület értékeket térinformatikai szoftverrel (ArcGIS) számoltam. A számolás eredményeit az 1. táblázat foglalja össze.

Rendszer	Gleccser állapot	Terület (km ²)	AAR	pELA (m)	Végmoréna magassága (m)	Kitettség
Cirja – Mija-rendszer	Cirja 1 – C1	0,03	0,6	2152	2110	ÉNy
	Cirja 2 – C2	0,11	0,6	2125	2080	ÉNy
	Cirja 3 – C3	0,41	0,67	2045	1930	É
	Mija 1 – M1	0,06	0,6	2090	2005	ÉNy
	Mija 2 – M2	0,11	0,6	2055	1980	ÉNy
	Cirja-Mija 1 – CM1	0,90	0,67	2005	1725	ÉNy
Mundra – Gemanarea-rendszer	Mundra 1 – M1	0,05	0,6	2165	2155	ÉK
	Mundra 2 – M2	0,12	0,6	2145	2080	ÉK
	Mundra 3 – M3	0,75	0,67	2030	1945	EEK
	Gemanarea 1 – G1	0,06	0,6	2155	2145	ÉK
	Gemanarea 2 – G2	0,15	0,6	2135	2050	ÉK
	Gemanarea 3 – G3	0,41	0,67	2060	1960	ÉK
	Mundra-Gemanarea 1 – MG1	2,09	0,67	1960	1690	EEK

1. táblázat

A legkisebb mindössze 0,03 km², míg a legnagyobb közel 70-szer akkora, alpi méretekben is jelentős, 2 km² területű jégár lehetett. Ezek a különbségek klimatikus és domborzati szempontból sem elhanyagolhatóak.

A legkisebb gleccser állapot a C1-gyel jelölt, a Cirja-katlan legfelső részében levő jégfolt esetében figyelhető meg. Ez egy kis méretű, lapos, a kárfülke felső részéhez tapadó kárgleccser volt. Hasonlóan a 3. kép svájci gleccseréhez. Ez az utolsó eljegesedési állapothoz, a kárfülke felső, árnyákos részéhez kapcsolódott.



3. kép. Kárgleccser az Alpokban.

A morénák által igazolható legnagyobb kiterjedést az MG1 állapotban érte el. Ez a 2 km² -nyi terület és a viszonylag szűk völgy tette lehetővé, hogy a nyelv mélyen, 1690 m-ig lenyúljon a völgyben oda, ahol a völgy keresztmetszete a klasszikus U-alakúból a folyóvízi eróziót jelző V-alakúba megy át.

Szintén érdekes képet mutat a völgyek kitettsége (1. táblázat). A jég legjobban ott tudott megőrződni, ahol jelentős volt a hótáplálás, – ennek eredete lehetett hullócsapadékból, illetve lavina és szél általi behordásból – valamint a napsütéstől és így annak hófaló hatásától védett elsősorban északias, keleties kitettségű völgyekben (Milivojević et al. 2008). A C1 állapothoz kötődő kis kiterjedést az északnyugatias, míg az MG1 állapothoz köthető kiterjedést az északkeleties kitettség (is) magyarázza.

A déli oldalak glaciális formákban szegények, hasonlóak az Alacsony- Tátra képeéhez. Magyarázata az, hogy az északias völgyek kevesebb besugárzást kaptak, így azokban kevésbé érvényesült a napsugarak hófaló hatása. A másik a szél irányában keresendő: a délies, csapadékot és szelet hozó légtömegek a havat a gerincen átfújva annak északias oldalán halmozták fel. Az északról jövő szeleket (hasonlóan a Magas-Tátrához) a Párengtől északra fekvő hegyek lefogták.

A hóhatár magasságok (ELA) becslése az egyes gleccsereken, a terület segítségével számított hóhatár értékeket tükrözi. Ezek mind több völgyre kiterjedő átlaga jó közelítést ad az egykori (paleo=p) hóhatár értékekre, a pELA-ra. A dimenzió nélküli AAR arányszámokat Porter (2001) és Dyurgerov (2002) munkái alapján választottam. A kisebb területűekhez 0,6-ot, a nagyobbakhoz 0,67-et (1. táblázat). Ahol az oldalmorénák épek voltak, ott azok megjelenési magassága szolgált az ELA meghatározására.

Bár a legmagasabb (2165 m) és a legalacsonyabb (1960 m) ELA között mindössze 200 m a különbség, ez mégis a területek ismertetésében látott 70-szeres területbeli különbséget eredményezett.

A fentiek tükrében az egyes gleccser állapotok párhuzamosíthatóak. A párhuzamosítás alapját pELA értékek mellett a végmorénák magassága segíti. A legbiztosabb eredményt a morénák korának meghatározásával kaphatnánk. Ehhez a morénák korának leggyakrabban használt módszere a kitettségi kor meghatározása lenne (Ruszkiczay 2004), amelyet a Reteyzát hegységben is sikerrel használtak (Reuther et al. 2007).

Gleccser stádiumok

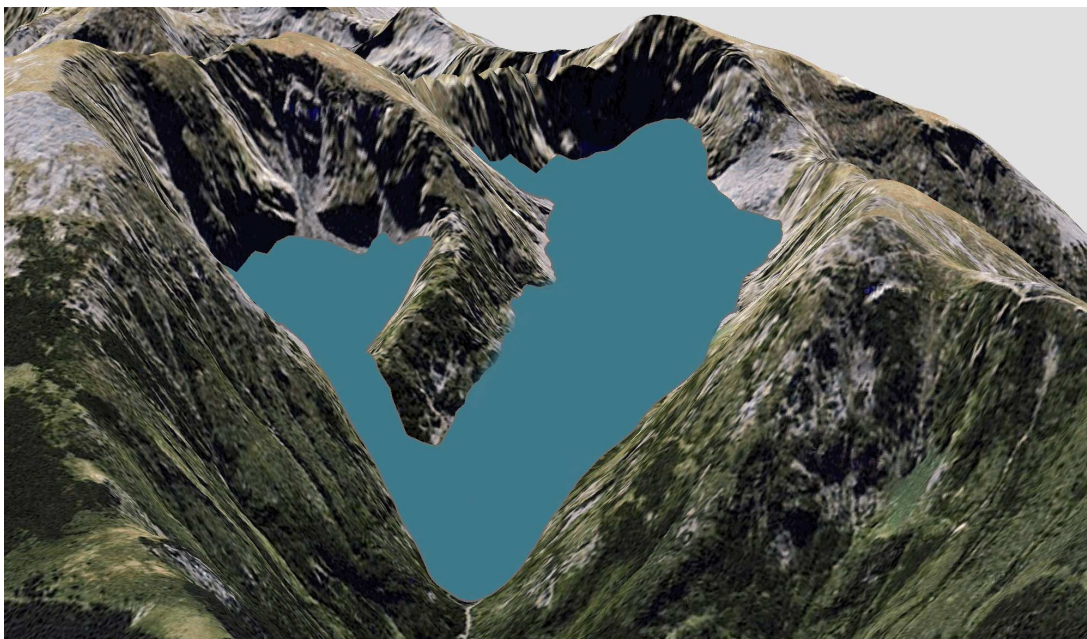
A két nagy rendszer darabonként további két völgyre osztható. Ezt a négy völgyet morfológiájuk, hasonló (északias) kitettségük és a térképezett formáik alapján jól hasonlíthatjuk. Mindkét rendszerben megfigyelhető egy-egy nagy eljegesedési állapot, illetve a Mundra-katlant leszámítva három kisebb méretű eljegesedés. A Mundra-katlanban a többitől eltérő módon három helyett csak két eljegesedésre találtam morfológiai bizonyítékot. Ezek alapján a C1 -G1-M1, a C2-MJ1-G2-M2, a C3-MJ2-G3-M3 és a CM1-MG1 gleccser állapotok megfeleltethetőek egymásnak (2. táblázat).

A becsült pELA értékek közül a III. stádium a retyezati M3 stádiummal párhuzamosítható (2030 m) (Reuther et al. 2007), mely stádium morénáit 11-13 ezer évre datálták kozmogén izotópos módszert alkalmazva, és a legfiatalabb driász globális kronosztratigráfiai szinthez kötötték. A IV. stádium pELA értéke lényegesen magasabban van, mint a 17-16 ezer évesre korolt retyezati M2 stádium pELA értékének becslései - 1770 m (Reuther et al. 2007) és 1848 m (Reuther et al. 2004). Ezek alapján feltételezhető, hogy a IV-es stádium ennél fiatalabb, de az M3-nál idősebb, így esetleg legidősebb driász korú. Ha az M3-III párhuzamosítás helyes, akkor a II-es és I-es stádium morénái a holocénban (~10500 évnél fiatalabb) képződtek.

Stádium	pELA – átlag (m)	Gleccser állapot
I.	2157	Cirja 1 – C1
		Gemanarea 1 – G1
		Mundra 1 – M1
II.	2124	Cirja 2 – C2
		Mija 1 – MJ1
		Gemanarea 2 – G2
		Mundra 2 – M2
III.	2048	Cirja 3 – C3
		Mija 2 – MJ2
		Gemanarea 3 – G3
		Mundra 3 – M3
IV.	1983	Cirja– Mija 1 – CM1
		Mundra– Gemanarea 1 – MG1

2. táblázat

A fenti hóhatár magasságok a jelenlegi hóhatár tükrében lehetnek érdekesek. A Déli-Kárpátokra korábban becsült klimatikus hóhatár ~2900 m (Horedt 1988), ami frissebb adatok alapján a Páreng-hegységben ennél is magasabb, 3065 m (László 2007). Ez azt jelenti, hogy az I-es stádium meglétekor a hóhatár közel 900 m-rel volt alacsonyabban, mint a jelenlegi. A legalacsonyabb hóhatárral rendelkező, IV-es stádium idején a hóhatár ~1080 m-rel lehetett alacsonyabb. Ekkor a hegység a Cirja–Mija- és a Mundra–Gemanarea-rendszerben a 10-11. ábrához hasonló képet mutatott.



10. ábra. A Cirja–Mija-rendszer látványképe IV-es stádiumban. Műholdfelvétel forrása: Google Earth.



11. ábra. A Mandra–Gemanarea-rendszer látványképe IV-es stádiumban. Műholdfelvétel
 forrása: Google Earth.

Összefoglalás

A Déli-Kárpátokban fekvő Páreng-hegység mintaterületein az utolsó eljegesedések nyomait vizsgáltam. A gleccserek által hátrahagyott formák legfiatalabbjai a kárfülkékhez köthetően találhatóak, míg a nagyobb és így idősebb gleccsereké a völgyek alsóbb szakaszaiban, minimálisan 1690 m-es magasságában. Pontos koradat jelenleg nem áll rendelkezésre, mégis a szomszédos Retyezát hegység vizsgálatai alapján valószínűsíthető, hogy ezek a gleccserek a kis jégkorszakban már nem léteztek, így a hátrahagyott morénák idősebbek, a holocén korai szakaszához, illetve pleisztocén végéhez, az utolsó eljegesedés maximumánál (LGM) fiatalabb időkre köthetők. Az egyes gleccser állapotok területeinek felhasználásával hóhatár becslést végeztem az egyes stádiumokra. Ez alapján az állapítható meg, hogy a legutolsó eljegesedés (I-es stádium) idején a mainál 900 m-rel, míg a IV-es stádium idején 1080 m-rel volt alacsonyabban a mintaterületek hóhatárának magassága. A vizsgálat rávilágít arra is, hogy a glaciális formakincs északi-déli aszimmetriájában fontos szerepe van a morfológiai helyzetnek, így a völgyek kitettsége és a környező domborzatnak.

Irodalom

- Balogh E. (1939). Új adat hegyeink eljegesedéséhez és az eljegesedés általános okaihoz. Erdélyi Múzeum, pp. 161-166.
- Borsy Z. (szerk.) (1998). Általános természetföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 293-356.
- Czirbusz G. (1904). A Czáрку hegység. Földrajzi Közlemények, Budapest, pp.143-148.
- Czirbusz G. (1905). A Godján-Gugu hegység. Földrajzi Közlemények, Budapest, pp.190-201.
- Dahl, S. O. – Nesje, A. (1992). Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 94, pp. 87-97.
- Dyrgerov, M. (2002). Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. Occasional paper No.55, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, p. 272.
- Horedt, H. (1988). Rezente und eiszeitliche Schneegrenze in den Südkarpaten. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 24, pp. 167-176.

- Kern, Z. – Nagy, B. – Kohán, B. – Bugya, É. (2006). Glaciological characterization of small palaeoglaci-ers from Călimani Mountains. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 16. pp.35-44.
- Kern, Z. – Balogh, D. – Nagy, B. (2004). Investigations for the actual elevation of the mountain permafrost zone on postglacial landforms in the head of Lăpuşnicu Mare Valley, and the history of deglaciation of Ana Lake – Judele Peak region, Retezat Mountains, Romania. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 14. pp.119-132.
- Kerschner, H. – Ivy-Ochs, S. (2008): Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60. pp. 58-71.
- Kuhlemann, J. – Frisch, W.–Székely B.–Dunkl, M.–Danisik, M.–Krumrei, I. (2005). Würmian Maximum Glaciation in Corsica. *Austrian Journal of Earth Sciences* Vol. 97., Vienna, pp. 68-81.
- László P. (2007). Az utolsó eljegesedések glaciális környezetének rekonstrukciója a Páreng-hegységben – Diplomamunka, ELTE Természetföldrajzi Tanszék
- Lie, O. – Dahl, S. O. – Nesje, A. (2003 b). Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier bulidup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *The Holocene* 13,3, pp. 373-380. Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 138-139, pp. 22-31.
- Lóczy L. (1904). A Retyezát tavairól. *Földrajzi Közlemények*, Budapest, pp.224-233.
- Milivojević, M – Menković, L. – Čalić, J. (2008). Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije (Albanian Alps). *Quaternary International* 190. pp. 112–122.
- Nagy B. – Vofkori L. (2002). A Déli-Kárpátok. In: Karátson D. (szerk.) *Magyarország Földje*, Magyar Könyvklub, Budapest, pp. 426-431.
- Nagy B. (2004). Gerinctűrák a Kárpátokban. *Sziget Könyvesbolt*, Debrecen, pp. 140-232.
- Nagy B. – Kern Z. – Popa, I. (2006). A periglaciális környezet változásainak elemzése a Kelemen-havasokban, geomorfológiai és dendrokronológiai módszerek alkalmazásával. *Földrajzi közlemények* 130/3-4 pp.155-169.
- Nagy, B. – Kern, Z. – Bugya, É. – Kohán, B. (2004). Investigation of postglacial surface-evolution in the alpine region of the Călimani Mountains – with an outlook to the cirque region of the Rodnei Mountains. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 14. pp.101-118.
- Nagy B – László P. (in press): A Déli-Kárpátok magyar földrajzi feltárói
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 138-139, pp. 22-31.
- Pinczés Z. (1995). Déli-félföld természeti földrajza. *KLTE*, Debrecen, pp. 38-64.
- Porter, S. C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the southern Alps, New Zealand. *Quat. Res. (N. Y.)*, 5, pp. 27–47.
- Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20. pp. 1067-1091.
- Reuther, A. – Urdea, P. – Geiger, C. – Niller, H. P. – Heine, K. (2004). Determining the glacial equilibrium line altitude (ELA) for the northern Retezat Mountains, Southern Carpathians and resulting paleoclimatic implications for the last glacial cycle. *Analele Universităţii de Vest din Timişoara, GEOGRAFIE*, 14., Timisoara, pp. 11-34.
- Reuther, A. – Urdea, P. – Geiger, C. – Ivy-Ochs, S. – Niller, H. P.– Kubik, P. W. – Heine, K. (2007). Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by 10Be exposure ages and pedological investigations. *Quaternary International* 164–165. pp.151–169.
- Roth S. (1887). A Magas Tátra tavai. *Földrajzi Közlemények*, Budapest, pp. 545-568.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. (2004). Kitétségi kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben. *Földtani Közlöny* 134/2. pp. 257-279.
- Schréter Z. (1908). A Páring hegység orográfiai és glaciológiai viszonyairól. *Földrajzi Közlemények*, Budapest, pp. 135-150.
- Urdea, P. – Sarbovan, C. (1995). Some considerations concerning morphoclimatic conditions of the Romanian Carpathians. *Acta Climatologica*, Szeged.
- Urdea, P. (2004). The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, pp. 301-308.

A Harangod-vidék természetföldrajzi vázlata

Spéder Ferenc

*Miskolci Egyetem, 3515 Miskolc-Egyetemváros, Földrajz Intézet,
ecosferi@uni-miskolc.hu*

Célkitűzés

A Harangod-vidék a földrajzi szakirodalomban kevésbé tárgyalt terület. Ennek egyik oka lehet az, hogy a környező kis- és középtájak (pl: Tokaji-hegység) nagyobb földrajzi változatossága miatt jobban vonzotta a természettudósokat, így kisebb figyelem jutott eme kistájnak. Jelen munka célja – főként szakirodalmi áttekintés alkalmazásával – a kistáj természetföldrajzi viszonyainak egy helyen történő felvázolása és a további kutatásokra való iránymutatás.

Röviden a kistáj elnevezéséről

A szakirodalom leginkább Harangod vagy Harangod vidéke néven (Kiséry L. 1959) említi. Itt jegyzem meg, hogy a Harangod-vidékhez tartozó egyes települések honlapjainak földrajzi leírásában, és a világháló egyéb oldalain szerepel még löszplató, löszhátság, lapály néven is, ezek azonban szerző nélkül.

Nevét a főként magaslatokra, halmokra épült harangtornyoktól eredeztetik, legalább is ez a legelfogadottabb nézet. A 17. század derekán e vidék hajdútelepei harangkongatással jelezték egymásnak a közeledő ellenség hírért. Ezzel tudatták a szerencsi várvedőkkel, ideje készülni a Rákóczi javak védelmére (Szirmai A. 1804).

Ezzel szemben áll Galuska I. (1996) kutatási eredménye, miszerint a Harangod vízfolyásnévből ered a név, ami több helyről ismert Magyarországon, évszázadokra visszamenően. Úgy véli, a Harangod-patak vette fel először e nevet, majd a település, végül az egész kistáj. A patak pedig vagy a belehelyezett katolikus vízáldozati rézüstről (harang), vagy a partján nyíló harangvirágokról kaphatta nevét.

Napjainkban a Harangod-patak (ér), Újharangod, Harangod tanya, és a Harangod-halom viseli e nevet. Továbbiakban, megkülönböztetendő az imént említett földrajzi nevektől, a kistájat Harangod-vidék néven említem.

A kistáj elhatárolása

A Harangod-vidék az Észak-alföldi-hordaléklejtő (hordalékkúpsíkság) nevű középtáj legkeletibb tagja (Marosi S.-Somogyi S. 1991; Hevesi A. és Hajdú-Moharos J. 2000)

Harangod-vidék (Kiséry L. 1959; Boros L. 1995) és a Szerencsi-dombság elhatárolását (Pinczés Z. 2005) összevetve kapjuk meg a legmegfelelőbb kistájhatárokat.

Északi határát mindhárom szerző némiképp bizonytalannak tartja, mivel nehéz eldönteni, a Szerencsi-dombság tagjai teljes egészében a dombsághoz tartoznak, vagy belesimulnak az alföldi tájba.

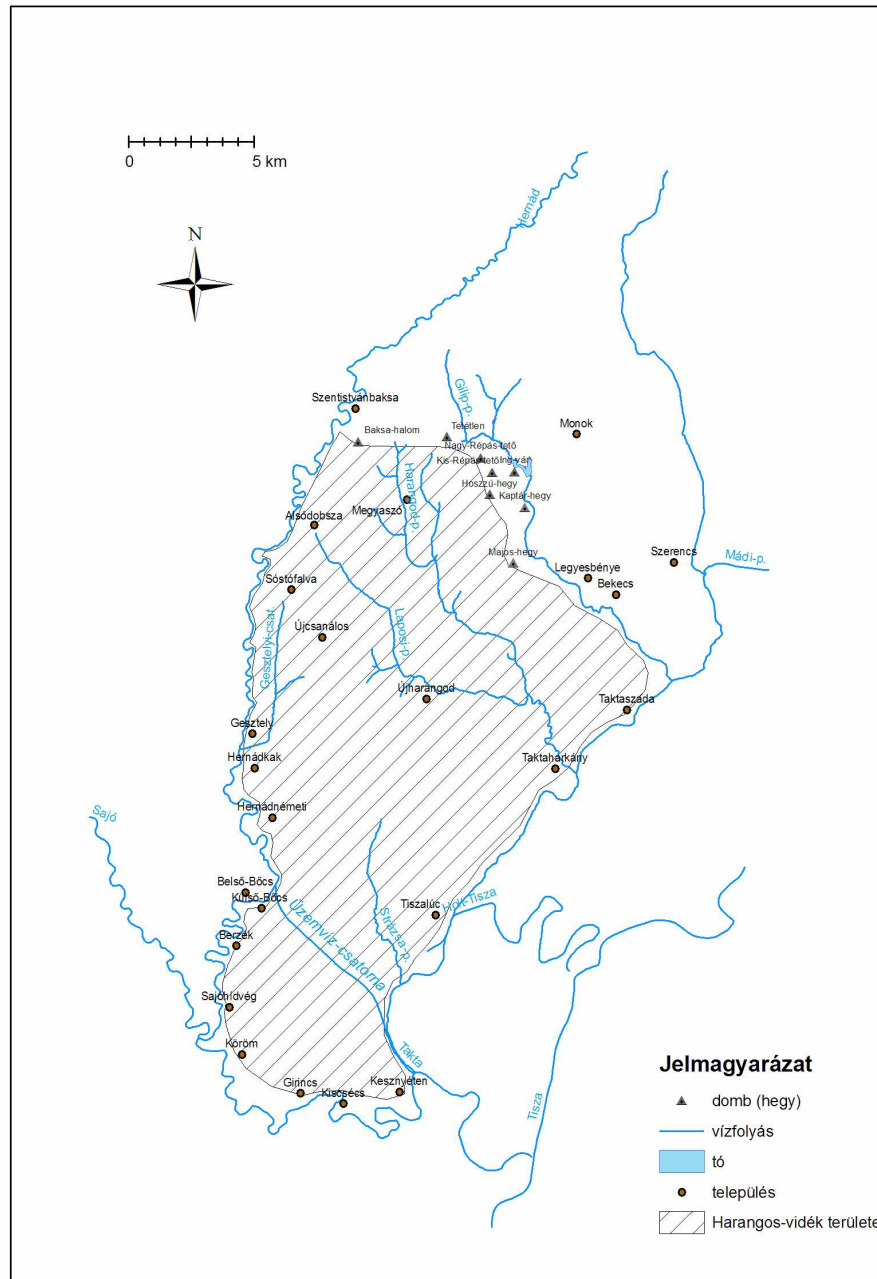
A Gilip-patak torkolatától felfelé elindulva eljutunk a legyesbényei Majos-hegyig. Innen tovább északra a Kaptár- és Hosszú-hegy, az Ingvár, Kis- és Nagy-Répás-tető, majd nyugatra Tetétlen, Baksa-halom, végül Szentistvánbaksánál elérjük a Hernádot.

A Hernádon folyásirányba haladva (Szentistvánbaksa és Gesztely között magaspárt határolja) elérjük a Sajót, azon tovább haladva Kesznyétennél a Taktát, amin felfele indulva újra elérjük a kiindulási pontunkat (1. ábra).

Földtani alapon is elhatárolható a Harangod-vidék. A Szerencsi-dombságtól délre eső, vízfolyások által határolt lösszel borított vidéknek felel meg.

A kistáj fejlődéstörténete

Legidősebb felszínalakító kőzetei az északi határt képező dombokon találhatók. Ezek a Szerencsi-dombság nyugati (ötödik) vonulatának tagjai. Legyesbényétől indulva a Gilip-patak jobb partján Majos-, Kaptár-, Hosszú-hegy, Ingvár és Kis-Répás-tető rioltkúpjai (dómjai) követik egymást (Szerencsi Riollittufa Formáció, Kishutai Riolit Tagozat). Az Ingvártól nyugatra a savanyú piroxénandezitből álló (Baskói Andezit Formáció) Nagy-Répás-tető a vonulat utolsó ide tartozó tagja. Előbbiek a kora-szarmatában kezdődött riolitos kitöréssorozat, utóbbi pedig késő-szarmata andezites vulkáni működés eredménye (Gyarmati P.- Szepesi J. 2007; Zelenka T. 2007).



1. ábra Harangod-vidék elhatárolása

A terület döntő részének további fejlődését a pannon korszak tengerelöntése követte, ami homok, kavics, agyag, homokos agyag, agyagos homok üledésével járt (partközeli fácies) (Boros L. 1995). A kora- és késő-pannon határán a Pannon-tó elmocsarasodott, kisebb tavak maradtak utána, miközben a Hernád bal partja megemelkedett és szárazulattá vált. A kiemelt, egykori

tóperemi mocsárvidéken szénképződés zajlott le. A keletkezett szenet Rozlozsnik Pál (1932) szénpala és lignit néven írja le, míg Boros L. (1995) barnaköszénnek nevezi. Korát és képződési környezetét tekintve lignitről van szó. Figyelembe véve azt, hogy a német nevezéktan alapján lágy (puha) barnaköszén megfelel a lignitnek (Belláné Pelsőczy M. 1992), a barnaköszén elnevezést is elfogadhatjuk. Alsódobsza környékén az 1920-50-es évek közt többször is fejtették a helyi lakosok.

A pannon korszak végén Harangod-vidék nagyrésze már szárazulat volt. Erre a felszínre települtek a pleisztocén végéig az északról érkező vízfolyások, köztük az Ős-Hernád hordalékai (Franyó F. 1966).

A Harangod-vidék a pleisztocénban periglaciális terület volt. A glaciálisokban jellemző kevés csapadék miatt a vízfolyások hordalékszállító képessége csökkent, így a hordalékkúpok anyagából kifújhatta a szél a finom frakciójú poranyagot, és kezdetét vehette a löszképződés. A lösz (barna ill. lejtőlösz) vastagsága a Hernád magaspártjától (Alsódobsza 8 m) kelet felé csökken (Boros L. 1995).

Harangod-vidék mai felszíne

A létrejött hordalékkúp-síkság felszínét ma döntően az eső és olvadékvíz alakítja, felületi (areális) erózióval deráziós völgyeket, vonalas (lineáris) erózióval mély aszókat létrehozva. Előbbiek lassan formálják, elegyengetik a felszínt, míg utóbbiak, főként a hirtelen lezúduló nagyobb csapadékhulláskor hoznak létre gyorsan hátráló völgyfőjű vízmosásokat. Ezek jellemzően a nagyobb relieferégiójú helyeken, mint a nagyobb lejtésű Hernád magasparton alakulnak ki. Utóbbiak kialakulásában az antropogén hatás is jelentős.

Legnagyobb völgye a Sóstófalvi-árok (völgy) (Boros L. 1995), melyben a Gesztelyi-csatorna vize kanyarog. Újcsanános irányából felvesz egy másik, időszakos vízfolyással rendelkező völgyet, majd Gesztelynél ömlik vize a Hernádba.

A leglátványosabb felszínformákat a Hernád Gibárt és Gesztely közötti magaspártján kialakuló szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások hozzák létre. Két fő típusuk a csuszamlások és omlások.

A csuszamlások kialakulásának legfontosabb feltétele a csúszópálya létrejötte. Erre alkalmasak a lösz alatti pannon rétegek. Esetünkben a jó vízvezető homok, és a kisebb mértékben agyagos, nagyobb arányban az iszapos rétegek határán alakulnak ki (Szabó J. 1997). Utóbbiak adottak a pannon összletben, míg az átnedvesedéshez szükséges víz a löszön szívárog keresztül, ami növeli a megcsúszó réteg súlyát is. Szabó J. (1997) szerint a csúszópályák általában a pannon rétegen belül alakulnak ki, tehát nem köthető közvetlenül a legelső lösz alatti vízzárhoz.

Az átnedvesedéshez szükséges vízmennyiség főként a tavaszi hóolvadásból és nyári esőzésekből származik, emiatt a csuszamlások is ilyenkor gyakoribbak.

A csuszamlások típusait tekintve főként a talppont felettiak jellemzőek. A talppontiak és a talppont alattiak ritkábbak, de előfordulnak (Szabó J. 1997). Formájukat tekintve nyelves, koporsó alakú és lépcsős csuszamlások fordulnak elő, valamint a koporsós csuszamlás lecsúszott anyagán kialakuló fiókcsuszamlások (Boros L. 1995). A Sóstófalvi árokban szőnyegcsuszamlások is előfordulnak, ám az előzőekkel szemben, ezek szinte többnyire csak a talajréteget érintik (Boros L. 2007). Omlások is gazdagítják Harangod-vidék felszínét, melyeknek fő oka a kanyargó Hernád partpusztítása. Az alámosás miatt meggyengülő, alátámasztás nélkül maradó anyag omlik le.

A fiatalabb csuszamlásokról és omlásokról írásos emlékeink is vannak, mivel több település kényszerült átköltözésre miattuk (pl: Alsódobsza 1740, Csanános 1865, Sóstófalva [Hoporty] 1870) (Kiséry L. 1959; Boros L. 1995).

Harangod-vidék éghajlati jellemzői

A Péczely Gy. (2002) féle klímabeosztás szerint a mérsékelt meleg-száraz éghajlati körzetbe tartozik e terület. Évi középhőmérséklete az országos átlagtól (10°C) alig tér el, 9,5-10°C.

Évi közepes hőingása 24-24,5°C. A nyári napok száma 80-90, míg a hőségnapoké 20-25 is lehet (Makra L. et al. 2007).

A fagyos napok száma 90-95, a télieké 25-30. A leghidegebb téli, vagyis a zord napok száma 10-15.

A mezőgazdasági termelés szempontjából fontos időszak, amikor a hőmérséklet huzamosabb ideig meghaladja a 10°C-ot, április 12-től október 15-ig tart (Boros L. 1995). Szintén fontos az őszi vetéseket természetes szigetelőréteggként fedő hó takarási ideje, vagyis a havas napok száma. Ez Harangod-vidéken mindössze 10-15 nap (Makra L. et al. 2007).

Az évi csapadékmennyiség országos viszonylatban alacsony, 525-550 mm.

A kistáj vízrajza

Belső területei állandó vízfolyásokban szegények. Legjelentősebb vizei a határt képező Hernád, a Gilip, a Takta és a Sajó. Területén belül csak a Harangod-patak jelentősebb, bár ez és a Gilip-patak is időszakos vizű a forrásszakaszán. A Harangod-patak torkolata előtt nem sokkal veszi fel az Alsódobszánál eredő Laposi-patakot. Meg kell említeni a vidék legnagyobb csatornáját (Üzemvíz-csatorna) is, amely Böcs felett lép ki a Hernádból és Kesznyétennél ömlik a Sajóba. A nagyobb, állandó vizek hiányának oka a kevés csapadék, enyhe lejtés, és a lösz jó vízbefogadó-képessége. Forrásokban is szegény, leginkább a Hernád magaspartján bukkannak elő rétegforrások (Boros L. 1995).

Talajai

Talajai főként löszön képződött csernozjom barna erdőtalajok, mészlepedékes és alföldi mészlepedékes csernozjomok. Vízfolyásai mentén öntés réti és réti szolonyec talajok jellemzőek (Marosi S.-Somogyi S. 1991).

Természetes növényzete

Harangod-vidék Szerencsi-dombsággal érintkező része a Zempléni (Tokaji)-hegység flórajárásába (*Tokajense*), míg a síkvidéki, nagyobbik része a Tiszántúli flórajárásba (*Crisicum*) tartozik. A kistáj természetes növényzete a tatárjuharos tölgyes (*Aceri tatarico-Quercetum*) ami a kistájat több mint 90 %-ban uraló szántók miatt már csak kevés helyen, főként a Szerencsi-dombsággal határos részén, foltokban Gesztelyig lelhető fel (Nyíri T. 2005; Pinczés Z.-Konecsny K. 2005). A Hernád magaspartján, a pusztuló löszfalakon jellemző löszfalnövényzet a martilapus löszfal tátorjával (*Tussilaginietum tipicum et crambetosum*). A tátorján (*Crambe tataria*), mely védelmét a Megyaszoí Tátorjános Természetvédelmi Terület biztosítja, egyre kevesebb helyen figyelhető meg a Hernád bal partjának omladékos-csuszamlásos falain. A Harangod-vidék belső vízfolyásait néhol magaskórós mocsárrétek kísérik (Nyíri T. 2003, 2005).

Védett és védendő területei

Harangod-vidékének északi része az Aggteleki, déli része a Bükk Nemzeti Park Igazgatóságának felügyelete alatt áll. Mindössze a Megyaszoí Tátorjános Természetvédelmi Terület képviseli a nemzeti park szintű védettséget, illetve a DK felől határos Kesznyéteni Tájvédelmi Körzet.

Helyi jelentőségű védett terület a Megyaszo és Monok környéki faopál lelőhelyek, sajnos azonban ez a védettség nem akadályozza meg az engedély nélkül gyűjtőket. Olykor a védettséget jelző táblát is „begyűjtik” (Encsy Gy. szóbeli közlése).

A fent említetteken kívül, érdemes lenne a Hernád pusztuló magaspartjának, legalábbis egy részének tanösvényként történő bemutatása, mely magába foglalhatná a csuszamlásos, omlásos formák, a rétegforrások és a löszfalnövényzet bemutatását is.

Emellett további kutatásokat kívánnak a Harangod-vidéken található halmok (pl: Baksa, Rác, Sas, Harangod stb.) melyek részben a népvándorlás korából származnak és temetkezési helyek lehettek, de védelmi célból is épülhettek (Nyíri T. 2003).

Összegzés

Harangod-vidék természetföldrajzi szempontú feldolgozottsága további kutatásokat kíván. Szükségét látom a kistáj lehatárolásának további pontosítását, hiszen az a környező kistájakat is érinti, tehát a probléma összetettebb, mint az elsőre látszik.

A kevés fennmaradt természetes növényzetű terület felmérése, előfordulásainak pontos számbavétele is szükségszerű lenne, az állatvilágával együtt, amire jelen munka nem is tér ki.

Helyi védettségű területeinek más védettségi szint adományozása hatékonyabb lehetne, és a védett területek bemutatására is nagyobb hangsúlyt kellene fektetni.

Fő céljaim közé tartozik a fent említetteken túl a terület felszínalaktani térképezése (1:10000, 1:50000), valamint távlati célom a Harangod-vidék mezőgazdaságának vizsgálata, a természetföldrajzi tényezők függvényében.

Irodalomjegyzék

- Belláné Pelsőczy M. (1992): Szénközetek. In: Balogh K. (szerk): Szedimentológia III. Akadémiai Kiadó, Bp. pp. 219-225.
- Boros L. (1995): Harangod földrajzi vázlata. In: Bencsik J.-Várhelyi Gy. (szerk) Adatok Szerencs és Dél-Zemplén történetéhez I. Helytörténeti tanulmányok. Szerencsi Városi Kulturális Központ. pp. 13-30.
- Boros L. (2007): Tömegmozgásos folyamatok a Hernád megemelt magaspontján Gibárt és Gesztely között. In: Frisnyák S.- Gál A. (szerk): Szerencs, Dél-Zemplén központja. A IV. Tájföldrajzi Konferencia előadásai (Szerencs, 2007. április 19-20.). Szerencs-Nyíregyháza. pp. 235-243.
- Franyó F. (1966): A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. Földrajzi Értesítő 15. pp. 158-178.
- Galuska I. (1996): Vázlatok a Harangod-vidék református egyháztörténetéhez. Herman Ottó Múzeum Évkönyve, Miskolc. 33-34. évf. pp. 622-646.
- Gyarmati P.- Szepesi J. (2007): Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek. In: Baráz Cs.- Kiss G. (szerk.): A Zempléni Tájvédelmi Körzet. BNPI. Eger. pp.15-44.
- Hevesi A.- Hajdú-Moharos J. (2000): A kárpát-pannon térség tájtagolódása In: Karátson D. (főszerk.) Pannon Enciklopédia. Magyarország Földje. Kertek 2000. pp. 274-284.
- Kiséry L. (1959): A Harangod-vidéke. Különlenyomat a Borsodi Földrajzi Évkönyv 1959. 2. számából. pp. 71-76.
- Makra L.- Németh Á.- Vitányi B. (2007): A Harangod, a Taktaköz, a Bodrogek és a Zempléni-hegység éghajlati viszonyainak összehasonlítása. In: Frisnyák S.- Gál A. (szerk): Szerencs, Dél-Zemplén központja. A IV. Tájföldrajzi Konferencia előadásai (Szerencs, 2007. április 19-20.). Szerencs-Nyíregyháza. pp. 153-161.
- Marosi S.-Somogyi S. (szerk) (1991): Magyarország kistájainak katasztere I-II. MTA FKI, Budapest. pp. 244-247.
- Nyíri T. (2003): Szerencs és környéke természeti értékei és azok megjelenítése a Bocskai István Gimnázium és Közgazdasági Szakközépiskola helyi tantervében. In: Frisnyák S.-Gál A. (szerk): Szerencs és a Zempléni-hegység. A Szerencsen 2003. május 16-17-én megtartott tudományos konferencia előadásai. pp 319-333.
- Nyíri T. (2005): Szerencs és környéke növénytakarásai. In: Frisnyák S.- Gál A. (szerk): Szerencs, Tokaj-Hegyalja kapuja. Nyíregyháza-Szerencs pp. 39-50.
- Péczy Gy. (2002): Éghajlat. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest. pp. 258-284.
- Pinczés Z. (2005): A Tokaji-hegység kistájai. Földrajzi Értesítő LVI. évf. 3-4. füzet. pp. 209-241.
- Pinczés Z.-Konecsny K. (2005): Szerencs természetföldrajza. In: Frisnyák S.-Gál A. (szerk): Szerencs monográfiája, Szerencs pp. 5-46.
- Rozlosznik P.(1932): A Tokajhegyalja délnyugati részének s a vele délfelől határos sík terület földtani viszonyai. A MÁFI évi jelentései az 1929-1932. évekről. pp. 329-364.
- Szabó J. (1997): Magaspártok csuszamlásos lejtőfejlődése a Hernád-völgyben. Földrajzi Közlemények CXXI. (XLV.) kötet, 1. szám, pp. 17-46.
- Szirmay A. (1804): Történeti jegyzetek Zemplén vármegyéről. Buda, p. 447. (Fordította: Dongó Gyárfás G. (1902): Adalékok Zemplén vármegye történetéhez. VII. k. Sátorlajújhely p. 10.)
- Zelenka T. (2007): A Tokaji-hegység paleovulkáni újraértékelése (kézirat), Miskolci Egyetem, Miskolc

A Nördlingen-Ries és a Steinheim meteoritkrátereket létrehozó szimultán becsapódás mechanizmusa és lehetséges következményei

Mihályi Krisztián¹, Gucsik Arnold^{2,3}, Szabó József¹

¹*Debreceni Egyetem, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 4032, Debrecen, Egyetem tér 1., pf. 9., e-mail: k.mihalyi@freemail.hu*

²*Max Planck Institute for Chemistry, Department of Geochemistry, D-55020 Mainz, Joh.-J.-Becherweg 27., Germany*

³*Nyugat-Magyarországi Egyetem, Savaria Egyetemi Központ, 9700, Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.*

Bevezetés

A becsapódásos kráterek (impakt-szerkezetek) a Naprendszer szilárd felszínnel rendelkező égitesteinek nagy részén a legáltalánosabb felszíni formaelemnek tekinthetők. Közös jellemzőjük a körszimmetrikus megjelenés, amely azonban nem feltétlenül szükségszerű: a ferdeszögű becsapódások (kb. 5-10 fok alatt) (Scherler et al., 2006), illetve a becsapódás utáni (poszt-impakt) geológiai folyamatok, amelyek nem feltétlenül a becsapódás következményei vagy utóhatásai (de amelyekre az impakt-szerkezet jellegzetességei is befolyással lehetnek) módosíthatják ezt a körszimmetrikus megjelenést, ovális vagy elliptikus krátert eredményezve. Azokon az égitest felszíneken és felszín-részleteken, ahol a felszín-újraformálódás és az eróziós hatások nem jelentősek, a kráter eloszlások utalhatnak az adott felszíndarab korára.

A meteoritkráterek földtudományokban betöltött szerepe az utóbbi évtizedekben jelentősen megnövekedett, azzal összefüggésben, hogy az egyértelműen becsapódásos eredetűnek elfogadott kráterek és kráterroncsok száma rohamosan emelkedett: az 1930-as években még tíznél kevesebb becsapódásos kráter volt ismert a Földön, 1966-ra azonban már több mint 30 meteoritkrátert tartottak nyilván (Greely, 1985). A további kutatások eredményeként, amelyek által meghatározhatóvá váltak a meteoritkráterek legjellemzőbb ismérvei, gyorsan nőtt a felfedezések száma: jelenleg 176 darab, bizonyítottan becsapódásos eredetű kráter ismert a Földön (Earth Impact Database, 2009). Mindezek mellett az egyéb adatbázisok (pl.: *SEIS database*; *omzg.ssc.ru*) még kb. 600-700 egyéb olyan formát tartanak számon, amelyek kapcsán a becsapódásos eredet sem zárható ki teljesen (az ilyen esetek túlnyomó többségében csupán valamilyen körszimmetrikus felszíni megjelenés alapján feltételezhető - többek között - akár az extraterresztrikus eredet is). Ez azonban önmagában közel sem elegendő, ui. a becsapódásos eredet egyértelmű bizonyításához jól meghatározott ásványtani és geokémiai jellegzetességek kimutatása szükséges, mint pl. különféle kristály-deformációk (főleg a kvarckristályokban); impakt-breccsák és olvadékok; ozmium- és iridium-anomáliák, stb. (French, 1995).

Az 1970-es és az 1980-as évek fordulóján jelentős előrelépés történt a meteoritkráterek és a becsapódási események kutatásának, ill. megítélésének vonatkozásában: olyan feltevések és eredmények láttak napvilágot, amelyek arra utaltak, hogy a becsapódások nem csak a bolygók (konkrétan a Föld) korai fejlődéstörténetében játszottak szerepet, és nem csak geológiai-geokémiai szempontból jelentősek. Alvarez (et al., 1981) vetette fel azt az elméletet, amely szerint a kréta-tercier határán (rövidítve: K-T határ), 65 millió éve bekövetkezett tömeges kihalás összefüggésbe hozható egy globális hatású, katasztrofális

meteorit-becsapódással (amely kihalásnak legismertebb vonatkozása a dinoszauruszok 65 millió évvel ezelőtti eltűnése). Az elmélet a Föld több, egymástól távoli pontján, a K-T határokon fellelhető (agyag)rétegek nagyon magas irídium-tartalmán alapszik: ilyen magas irídium-koncentráció (még hozzá globális elterjedésben) csakis kozmikus eredetű test becsapódásából származhatott. A becsapódás eredményezte és a globális felső-kréta irídium-anomáliához köthető, feltételezett (de akkor még nem ismert) krátert azután Glen T. Penfield fedezte fel a Yucatán-félszigetnél. Ez a kráter a kb. 180 km átmérőjű, 65,4 millió éves Chicxulub meteoritkráter, félig a Yucatán-félsziget alatt, a Mexikói öbölben, több száz méter vastag üledéktakaró által befedve. Mindezek után az addig sokat támadott elmélet elfogadást nyert tudományos körökben, bár egyes szerzők még napjainkban is vitatják az ok-okozati összefüggést a Chicxulub becsapódás és a késő-kréta kihalás között (Keller-féle hipotézis) (Keller, 2008). Jelen esetben pedig azért fontos mindez, mert nyomatékosan felhívta a figyelmet arra, hogy a becsapódások – bár a jelenlegi valószínűségük rendkívül csekély (főleg a Chicxulub nagyságúaké) – még akár napjainkban is drasztikus behatásként érhetik a bolygókat (még ha a Chicxulub-eseménynél jóval kisebbek is), köztük a Földet is, annak ellenére, hogy az ilyen események főleg az égitestek korai fejlődéstörténetére voltak jellemzőek.

A földi impakt szerkezetek, (jelenleg 176 darab, bizonyítottan becsapódásos eredetű kráter ismert) (Earth Impact Database, 2009) esetében kimutathatóak bizonyos törvényszerűségek a méret (átmérő), ill. a kor szerinti eloszlásokat illetően (Mihályi és Gucsik 2008), annak ellenére, hogy bolygónk geológiailag igen aktív, illetve meteoritkráterekben rendkívül szegény égitestnek számít. A Naprendszer egyéb, szilárd felszínnel rendelkező (és kellő részletességgel megfigyelhető) égitesteinek esetében is kimutathatóak ezek a törvényszerűségek. A Föld jelenlegi kráterszegénységében bolygónk geológiai aktivitása mellett a légkörnek is jelentős szerepe van: túl alacsony becsapódási szög esetén lepattan a meteorit a légkör külső rétegeiről, mint pl. ahogyan azt az 1972-ben megfigyelt Teton-kisbolygó (más néven a Great Daylight Fireball) ~1000 km-es útvonalhosszú, felső-légköri szakaszon megfigyelhető „lepattanása” is megmutatta. Ha pedig elégséges a becsapódási szög a légkör mélyebb rétegeibe történő belépéshez, de túl gyors-, kicsi- vagy instabil a test, akkor a légkör közegellenállásával felemésztí az ilyen meteorokat, vagy pedig szétdarabolódásra (fragmentálódás) kényszeríti őket a lefelé egyre sűrűbbé váló atmoszférán való áthaladás alatt. Ez az ún. *cut off size*, magyarul a *levágási mérethatár* (Bérczi et al., 2005), amely mérethatár alatt a meteorit nagy valószínűséggel már nem éri el egy darabban a felszínt (ez a mérethatár nagyban függ a becsapódó test anyagi minőségétől, a légkör szerkezetétől és a belépési sebességtől). Ennek eredményeként a keletkező törmelék vagy elég/lelassul a légkörben, vagy pedig sok, kisméretű krátert hoz létre (földi körülmények között jellemzően méteres, ill. néhányszor tíz- vagy százméteres átmérőjű kráterekből álló *krátermezők*, nagyságrendileg ~5-100 kráterrel), amelyek erózióval szembeni ellenálló képessége kisebb, mint ha az adott meteorit egy darabban csapódott volna be, egyetlen, nagyobb méretű meteoritkrátert alakítva ki ez által. Ilyen krátermezők a Földön is ismertek: Kaalijárv (Észtország), Morasko (Lengyelország), Henbury (Ausztrália).

Ezek mellett meg kell még említeni a kettős kisbolygók (kisbolygó és holdja), ill. a légkörben mindössze két darabra széteső meteoritok becsapódása által kialakított kettős krátereket is. Pl.: Kara és Ust Kara kráterek (Észak-Oroszország), Gusev és Kamensk (Nyugat-Oroszország); Clearwater West és East (Kanada), valamint ide tartozik a Nördlingen-Ries és a Steinheimi-medence kráterkettőse (Németország) is. A különbség a krátermezők és a kettős kráterek között nem csak a képződő kráterek számában nyilvánul meg, hanem a kráterek szerkezetében is: a földi krátermezők kis kráterei jellemzően ún. egyszerű kráterek; még a kettős kráterek több tíz km (de minimum néhány km) átmérőjűek és komplex szerkezetűek lehetnek (örzik a becsapódási célterület

hidrosztatikai mozgásának és a becsapódáskor fellépő sokk-hullámoknak a nyomait mind mikro-, mind pedig makro szinten).

Bár bolygónk becsapódásos kráterekben rendkívül szegény (a Naprendszer ismert, szilárd felszínnel rendelkező égitestei közül az egyik leggyéribben kráterezett), az a lehetőség, hogy impakt formái testközelsből tanulmányozhatóak (helyszíni vizsgálatokkal), nagymértékben segíti a kráterképződés és kráterlepusztulás mechanizmusának a megértését, amely mechanizmusok (illetve azok nyomai) azután összevethetőek az egyéb égitestek krátereinek jelenleg megfigyelhető jellegzetességeivel, tovább bővítve és finomítva ez által az ismereteket.

A becsapódások alkalmával lejátszódó fizikai és geokémiai folyamatok kísérleti vizsgálatára a hidegháborús kísérleti atomrobbantások megfigyelése adott elsőként lehetőséget, de ma már több laboratórium (pl. Ames Vertical Gun Range) és fejlett szimulációs programok (pl. a Hydrocode-simulation) is segítik a kísérleti és terepi megfigyelések értelmezését.

A Földön a becsapódás után egy ideig a felszabadult hő (amely nem csak az olvadákképződésben nyilvánulhat meg, hanem hidrotermális aktivitásban is; de okozhatja a kidobott törmeléktakaró hőenergiája is) (Hofmann et al., 2001), valamint hosszabb távon az eróziós-akkumuláció folyamatok jellemző együttese alakítja ezen formák utótörténetét, amelyet poszt-impakt fázisnak nevezhetünk.

A tanulmány célja

A jelen tanulmány célja – szakirodalmi adatok alapján – átfogó kép nyújtása a Ries-Steinheim kettős becsapódás vizsgálata során eddig elért eredményekről és a további, még megválaszolásra váró kérdésekről. A kráterek, ill. a ZERIN (Ries Kráterkutató Központ) felkeresése a távolabbi célkitűzések között szerepel, s ennek során előreláthatólag terepi vizsgálatok és laboratóriumi mintagyűjtések végezhetőek majd el. A tanulmány ezen felül felvet néhány új kérdést is a Ries-kráter törmeléktakarójának képződése, ill. jelenkori morfológiája és vízhálózata kapcsán.



1. ábra. A jelenleg ismert földi meteoritkráterek földrajzi eloszlása. Zölddel a Nördlingen Ries-, pirossal kiemelve pedig a Steinheim-meteoritkráter látható. A korongok átmérői nem tükrözik a meteoritkráterek valódi átmérőit és egymáshoz viszonyított távolságait.
(McCall, 2009; módosítva)

A Nördlingen Ries és a Steinheim meteoritkráterek jellemzése

A *Nördlingen Ries meteoritkráter* Németország déli részén, Bajorországban található, átmérője ~24 km; a kialakult végleges kráter mélysége kb. 600-700 méter lehetett (Kenkmann és Ivanov, 2006). A *Steinheim meteoritkráter* (gyakran említik Steineimi-medenceként is) a Ries krátertől kb. 42 km-re, DNy-ra fekszik, amelynek átmérője ~3,8 km; eredeti mélysége kb. 200-220 méter volt (Tütken et al., 2006). A meteoritkráterek középpontjainak földrajzi koordinátái: Ries: É 48°53', ill. K 10°37'; Steinheim: É 48°41', ill. K 10°4'.

A utóbbi időben egyre újabb koradatok láttak képződésükről napvilágot, és annak ellenére, hogy az abszolút értékek némileg bizonytalanok, az egymáshoz viszonyított korértékek minden módszernél azonosnak adódtak: a szakirodalmi hivatkozások többsége ~15 (15,1) millió éves kort említ (Hofmann et al. 2001; Pierazzo et al., 2001; Stöffler et al., 2002; Osinski et al., 2003; Ivanov és Stöffler, 2005). Újabban azonban a 14,3-14,5 millió éves kort feltüntető források is gyakoriak (Osinski, 2004; Kenkmann és Ivanov, 2006; Buchner et al., 2007; Stöffler, 2008). Más szerzők ~14,7 millió évet említenek a Ries becsapódáskor létrejött Moldavit-tektitek korára (Di Vincenzo és Skála, 2008) (ld. lejjebb). Az ikerkráter nagyobbik tagja, a Ries jelenleg a Föld egyik legjobban tanulmányozott meteoritkrátere (ez részben igaz a Steineimi-medencére is).

Ez a térség a szimultán (kettős) becsapódásoknak (és közvetve a meteoritok feldarabolódásának, ill. kettős kisbolygók becsapódásának), a becsapódási olvadék- és breccsaképződésnek, a törmeléktakaró különböző típusainak (közeli és távoli törmeléktakaró), valamint a becsapódás utáni (poszt-impakt) folyamatok (hidrotermális aktivitás, tavi feltöltődés) vizsgálatának klasszikus mintaterülete, amely sok információt szolgáltat a meteoritkráterek, mint ökológiai élőhelyek szerepére is. Több, általánosan használt szaknyelvi kifejezés is innen ered (mint pl. az olvadékfázis nélküli becsapódási-breccsa, a Bunte-breccsa; vagy az olvadékfázist tartalmazó Suevit- és Suevit-breccsa). Különösen jól tanulmányozható itt a törmeléktakaró képződése, mozgása, ill. egy viszonylag frissen feltárt jelenség: a Ries kráter középpontjától kb. 0,8-1,8 krátersugárnyi távolságban, a középidei üledékekből rétegzett célkőzetben megfigyelhető horizontális repedések és az ezek menti, maximum párszor tízméteres, radiális irányú elmozdulások (max. 50 méteres mélységig fordulnak elő), amelyek valószínűleg a sokk-hullámoknak és a visszahulló, ún. közeli törmeléktakaró által átadott mechanikai energiának az összjátéka által jöttek létre (Kenkmann és Ivanov, 2006). Az utóbbi időkben a Ries kráter egyre több adatot szolgáltat a becsapódás keltette sokk-hullámok terjedését, ill. hatását illetően is. A sokk-metamorfizált cirkon tulajdonságainak (mint sokk-indikátor ásvány), valamint a különböző mértékben metamorfizált változatainak kráteren belüli elterjedési jellegzetességei alapján felmerült a sokk-hullámok antiszimmetrikus terjedésének a lehetősége (Gucsik, 2007), amelyet a ferdeszögű becsapódás, illetve a becsapódási célterület rétegzettsége (Hercyniai aljzatra települő középidei rétegek) nagyban elősegíthetett, a réteghatárokon történő sokk-hullám irányváltozások és visszaverődések (interferenciák) által (Gucsik, 2007). A klasszikus modell szerint a sokk-hullám frontja táguló félgömb vagy elliptikus alakot formálva halad lefelé és oldalra a célkőzetben.

2006 májusa óta a Ries és a Steinheim meteoritkráterek speciális státuszt élveznek a mintegy 1800 km² területű Ries Nemzeti Geopark keretein belül. (Ez Bajorország első geoparkja) (Stöffler et al., 2008). A geopark népszerűsítő és ismeretterjesztő szerepe mellett a tudományos célokat a Ries Kráterkutató Központ (ZERIN) hivatott szolgálni: itt tárolják a kráter fúrásmagjait, egyéb anyagmintáit és a dokumentációs anyagot is (Stöffler et al., 2008).

A Ries-Steinheim szimultán becsapódás mechanizmusa

1963 óta elfogadott az a tény tudományos körökben, hogy a Nördlingen Ries és a Steinheim meteoritkrátereket, valamint az ún. közép-európai Moldavit-szórásmezőt (becsapódási, ún. tektitüvegek, ld. lejjebb) egyidejű becsapódások hozták létre (Stöffler et al., 2008), bár a mechanizmus még sok ismeretlen elemet tartalmaz.

Első kérdésként az merül fel, hogy a két becsapódó meteorit milyen kapcsolatban állt egymással? Annak az esélye ugyanis, hogy egy időben, két egymástól teljesen független meteorit csapódik be, egymáshoz ilyen közelségben (~42 km), rendkívül csekély (gyakorlatilag nulla); illetve ilyen esetben a világűrbeli pályáknak igen hasonlóaknak kell lenniük, ez pedig eleve feltételez valamiféle kapcsolatot a két test között.

Ennek feloldására két magyarázat lehetséges:

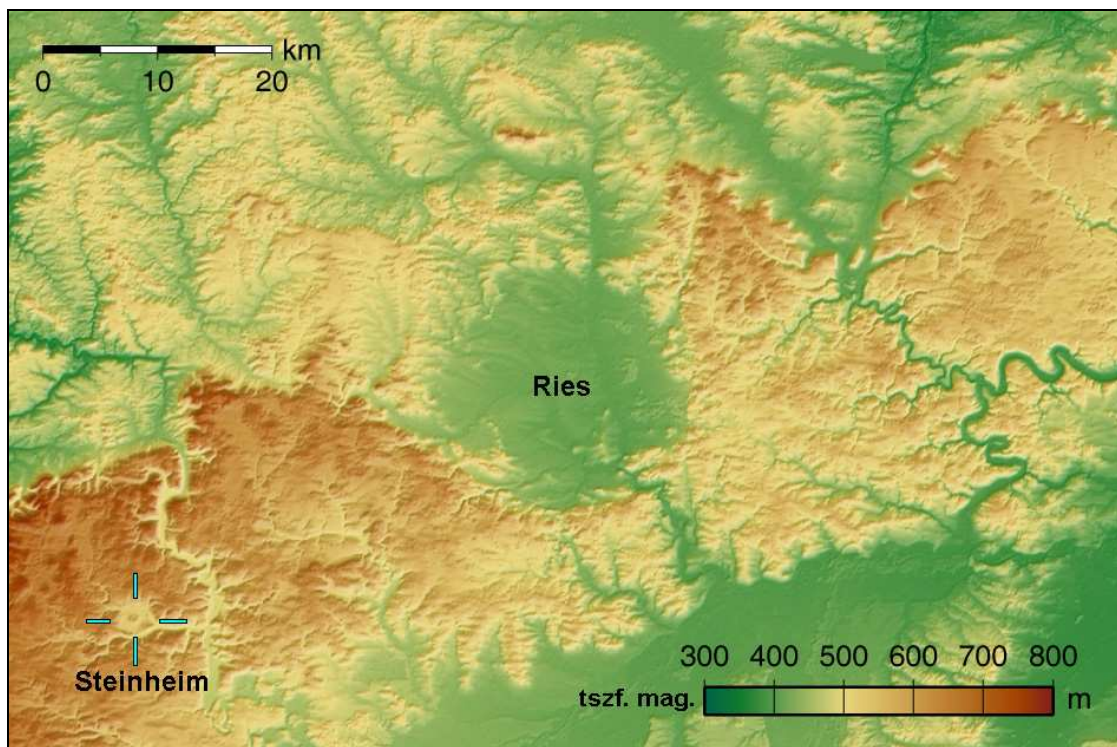
(1) a meteorit egy darabban érkezik a légkörbe, és csak a légköri áthaladás során darabolódik fel (fragmentálódik).

(2) különálló testekként lépnek a meteorok a Föld légkörébe, ún. kettős kisbolygó formájában (egy kisbolygó és még kisebb holdja, gyenge, de még elégséges gravitációs erő által közös pályán tartva, amelyek létezésére jelenleg is több példát lehet megfigyelni: pl. Ida/Dactyl). Ennek tisztázására a numerikus modellezés módszerét használták fel (Hydrocode simulation), különféle kezdeti paraméterek felhasználásával (Stöffler et al., 2002): a becsapódási sebességet 11,2 km/s (a Földre vonatkoztatott szökési sebesség) és 21 km/s között variálták; a becsapódási szöget pedig 10 és 60° között (habár a kráterek körszerű megjelenése ellentmond a túlzottan ferdeszögű becsapódásnak). Az esetleges légköri feldarabolódást feltételezve pedig még a szétesés felszínétől számított magasságát is lehet variálni, amely kapcsán a következő eredmény adódott: 50 km feletti feldarabolódási magasság (amely feldarabolódás azonban még a földi atmoszférában történt) érdemben nem befolyásolta a szimuláció kimenetelét, ez alatt pedig minél kisebb magasságot állítottak be a széthullás kezdetére a szimuláció során, annál kevésbé távolodtak el egymástól a becsapódó testek a felszín eléréséig. Viszont a széthullás maximális, 50 km-es magasságú értékénél is csak kb. a Ries és Steinheim között megfigyelhető ~42 km-es távolság ezredrészét kapták a meteoritdarabok egymástól való eltávolodására, a felszín eléréséig (Stöffler et al., 2002). Ezen szimuláció tanulsága alapján nem okozhatta a légköri fragmentáció a kettős becsapódást, marad tehát a kettős kisbolygó becsapódásának elmélete. A modellezések a becsapódó meteoritok lehetséges méreteire is utalnak: a Steinheimi-medencét ($D=3,8$ km) egy kb. 150 méter átmérőjű kisbolygó becsapódása eredményezhette (ez kb. 25-szörös méretkülönbség); a Ries krátert ($D=24$ km) pedig egy kb. 1,5 km-es átmérőjű test hozta létre (ez 16-szörös méretkülönbség). Amellett, hogy ezek természetesen csak közelítő értékek, jó összhangban vannak azon feltételezésekkel, amelyek szerint a nagysebességű becsapódásoknál (ha a becsapódó test sebessége minimum néhány km/s-os nagyságrendű) a képződő végleges kráter átmérője ~10-20-szorosa lesz a becsapódó test átmérőjének.

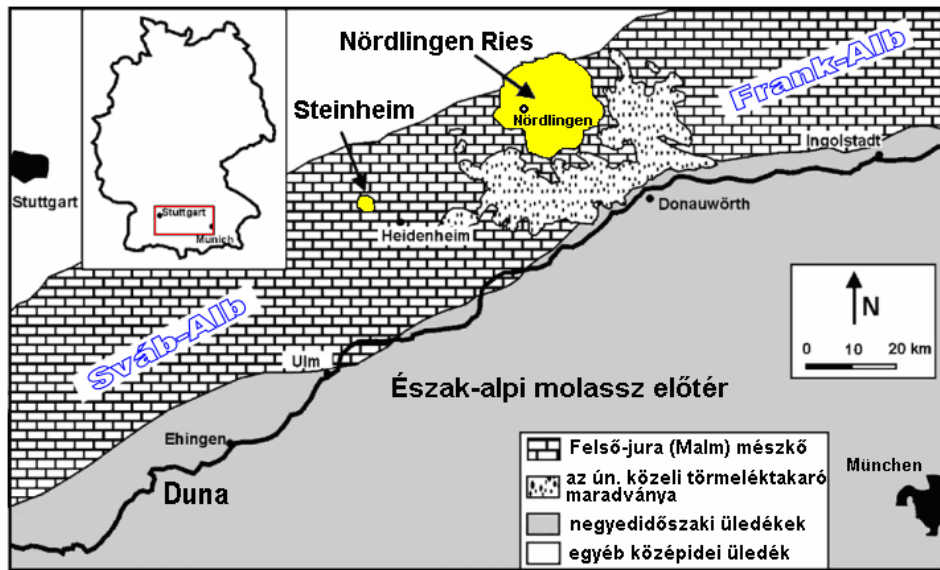
További kérdést vet fel a becsapódás iránya és szöge, amelyre a közép-európai tektitüveg szórásmező (amelyet az ún. Moldavitok alkotnak) adhat választ: maga a szórásmező a Ries kráter távoli-, vagy szakadozott törmeléktakarójaként definiálható (4. ábra). Ez azt jelenti, hogy a kidobott anyag (jelen esetben a tektitüveg [Moldavit]) nem képez folyamatos borítást, hanem kisebb-nagyobb szigetekre bomlik, mivel a távolabbra dobott törmelék nagyobb területen kell, hogy szétoszoljon, mintha ugyanez a mennyiség a kráterhez közelebb ér földet. A képződési mechanizmus bizonyos tekintetben hasonló a Holdon vagy éppen a Merkúron látható sugársávok kráterek sugársávjainak képződéséhez, csak a Föld esetében a légkör és az utólagos erózió erősen módosítja a megjelenést. A közép-európai

szórásmező több részmezőre bomlik, amelyek egy 57°-ban kinyíló legyezőformát alkotnak, maximum 350-400 km távolságig (4. ábra). Maguk a tektitek egyébként (amelyek közé a Moldavitok is tartoznak) a becsapódáskor több km/s sebességgel kidobott szilikátolvadék-cseppek, amelyek a ballisztikus pályán történő repülésük közben gyorsan hűlnek le, ezért üveges szerkezetet vesznek fel, színük jellemzően opálos-zöldes, üvegesen átlátszó, de van köztük barnás és szürkés-feketés változat is (6. ábra). Alakjuk sok esetben jellemzően aerodinamikai jellegeket hordoz: súlyzó; csepp; lencse vagy éppen gömb alakjuk a légköri repülés közbeni megszilárdulás jele (5. ábra). Vannak azonban szabálytalan alakúak is. A Földön jelenleg négy nagy tektit-szórásmező ismert, ezek közül egy kivételével (az ún. ausztrálázsiai-szórásmező) valamennyit sikerült valamelyik meteoritkráterhez kötni (Gucsik, 2003).

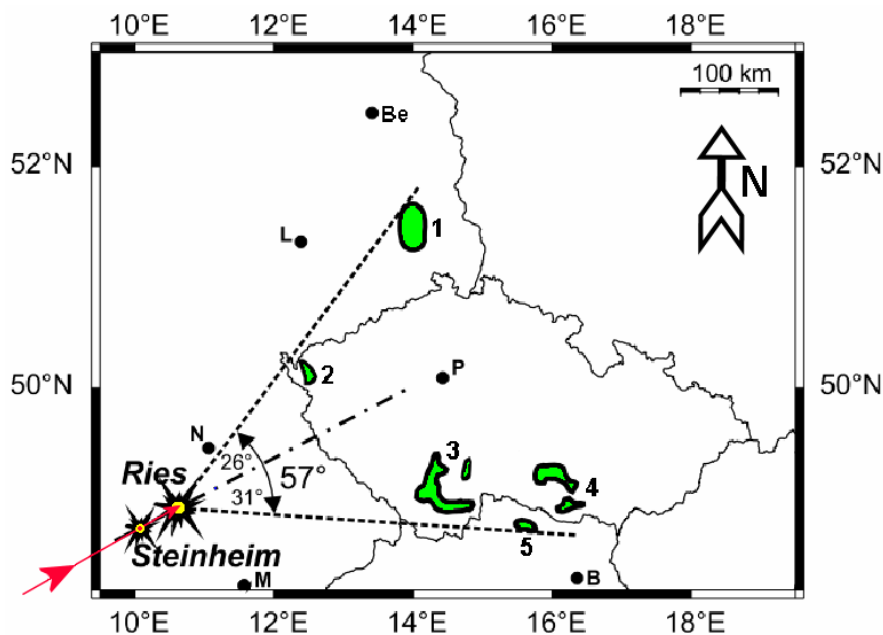
Megjegyzendő, hogy léteznek még utalások, egyéb, igen ősi (prekambriumi) szórásmező-maradványokra utaló, sok esetben csak közvetett nyomok is (Abbott és Mazumder, 2007). A részletes geokémiai vizsgálatok nemcsak azt bizonyították be, hogy a moldavitok konkrétan a Ries becsapódáshoz kötődnek, hanem azt is, hogy a Moldavit-tektitek túlnyomó része (~90%) a becsapódás célterületének legfelső 40-50 méteres vastagságú rétegéből alakult ki, annak megolvadása és kidobódása által (Artemieva, 2003). Azaz, a becsapódás igen korai szakaszában keletkeztek, tekintettel arra, hogy a becsapódás után néhány másodperccel már egy kb. 4000-4500 méter mély, tranzien (elsődleges, vagy átmeneti) kráter alakult ki. Az egyértelmű geokémiai kapcsolat, valamint a szórásmező geometriai elhelyezkedése alapján a numerikus szimulációk arra utalnak, hogy a jelenleg megfigyelhető Moldavit-tektitmező paraméterek kialakulásához mintegy 30-45 fokos, felszínnel bezárt becsapódási szög és ~18-20 km/s becsapódási sebesség a legideálisabb (Stöffler et al., 2002).



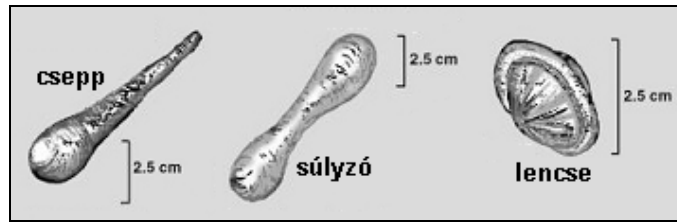
2. ábra. A Ries és a Steinheim (kék szálkeresztben) meteoritkráterek és környezetük domborzati viszonyai.
 (wikipedia.org, 2009; kiegészítve)



3. ábra. A becsapódás területének nagyszerkezeti-geológiai felépítése, ill. a Ries kráter közeli törmeléktakarója. (Tütken et al., 2006; kiegészítve)



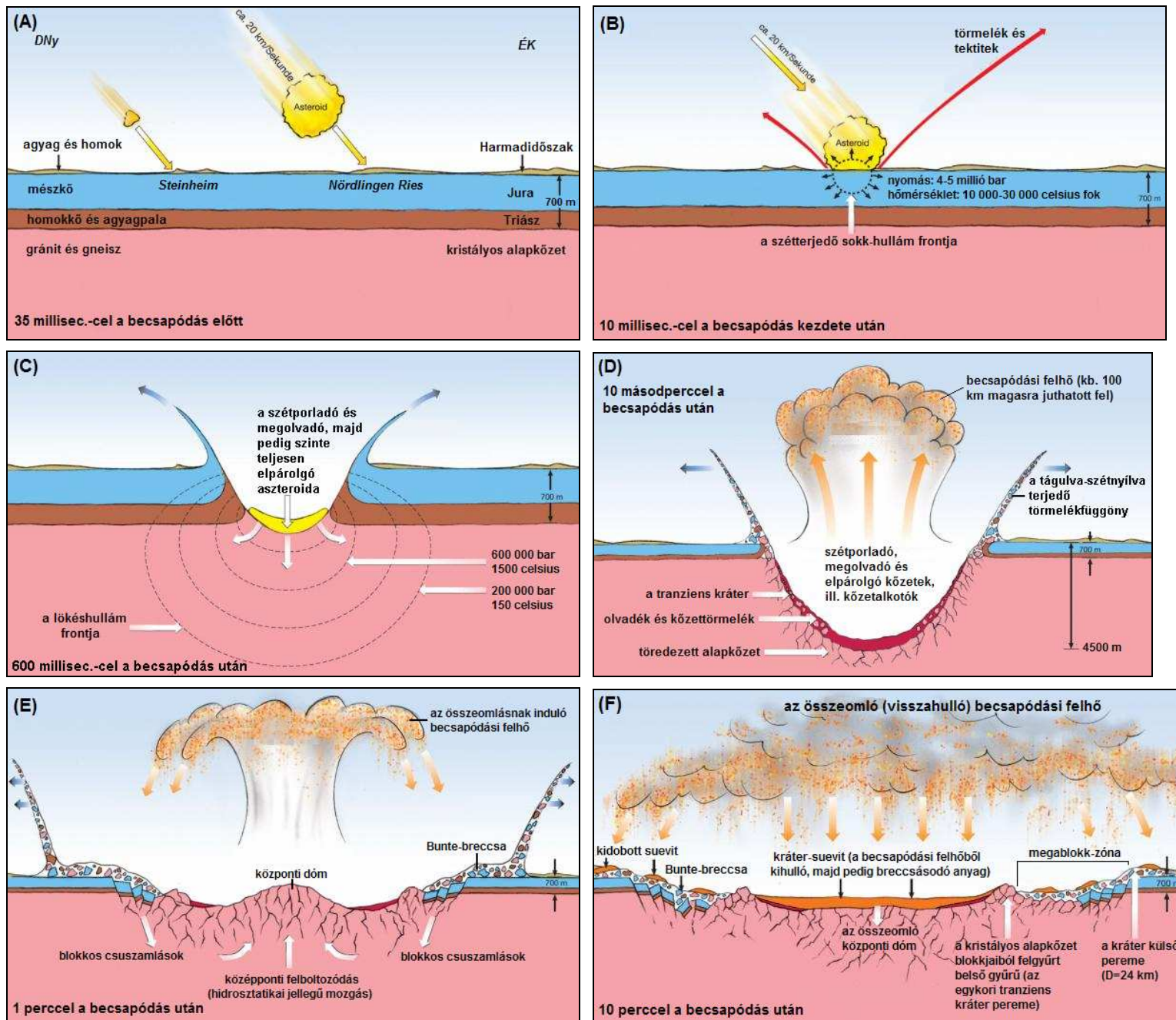
4. ábra. A Ries meteoritkráterhez köthető, jelenleg ismert közép-európai tektit (Moldavit) szórásmező és annak egyes részmezői (zölddel). Jelmagyarázat a részmezők jelöléséhez: (1) Lusatiai-mező; (2) Cheb-medencei mező; (3) Dél-csehországi mező; (4) morvaországi mező; (5) ausztriai mező. A szaggatott fekete vonal a jelenleg ismert szórásmező nyílása (57°); a piros nyíl a becsapódás iránya (a Ries és a Steinheim kráterek középpontjait összekötő vonal); a pontozott-szaggatott fekete vonal pedig ennek a vonalnak az ÉK-i irányú, képzeletbeli meghosszabbításaként értelmezhető (ez tehát a jelenleg ismert szórásmezőre vonatkoztatott szimmetriatengely). A 26, ill. 31° értékek az 57°-os, jelenleg megfigyelhető nyílási szög enyhe szimmetria-eltolódásait jelzik a pontozott-szaggatott szimmetriatengelyhez képest. Egyéb jelölések: (B) Bécs; (Be) Berlin; (L) Lipscse; (M) München; (N) Nürnberg; (P) Prága. (Skála et al., 2009; kiegészítve)



5. ábra. Az alapvető aerodinamikai tektitformák: csepp, súlyzó és lencse. Ezek a formák a szilikátolvadék-cseppek nagy sebességű (minimum 2-3 km/s) légköri repülés alatt történő hirtelen megszilárdulásának az eredményei. Ezt támasztja alá az üveges (amorf) szerkezet is. Méreteik a mikroszkópikustól (gyakran gömb alakú mikrotektitek vagy mikroszferulák) kezdve a néhányszor tíz centiméteres darabokig terjednek.
 (www.psi.edu, 2009; kiegészítve)



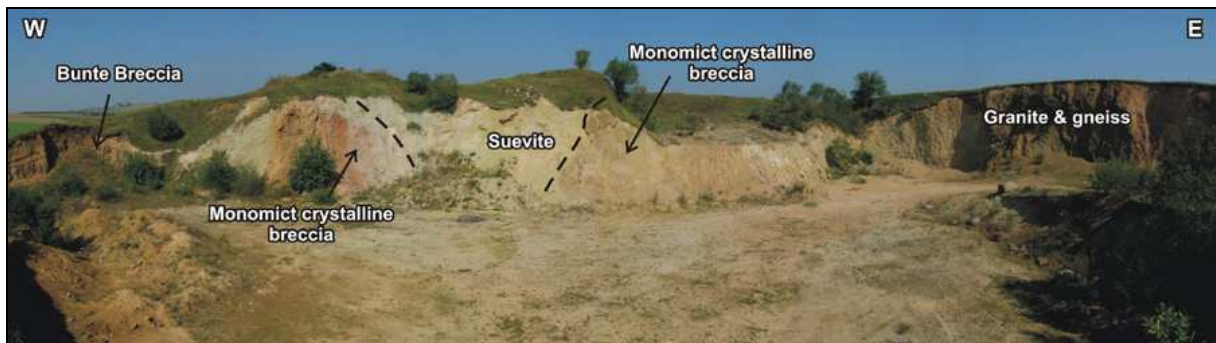
6. ábra. Tektitek Csehországból (Moldavitok) (a bal oldali és a középső képek) és az ún. ausztrálázsiai-szórásmezőből (a jobb oldali kép). A bal oldali szabálytalan alakú, míg a középső aerodinamikai (jelen esetben csepp) alakot vett fel, a repülés közbeni megszilárdulása során (ezek a Ries-beccsapódáshoz kötődő Moldavit-tektitek). A jobb oldali képen három szürkés-feketés tektitváltozat látható. Ez utóbbiak nem a Ries beccsapódáshoz tartoznak, hanem a földfelszín kb. 10 %-án nyomozható ausztrálázsiai-szórásmező tagjai, amelyeknek kora egységesen kb. 700 000 év. Ezeknek a -feltételezhetően igen nagy átmérőjű- szülőkráterét még nem sikerült megtalálni (a szórásmező geometriája alapján azonban valahol Dél-Kínában feltételezik). Az itt bemutatott valamennyi példány néhány cm-es nagyságú.
 (www.psi.edu, 2009)



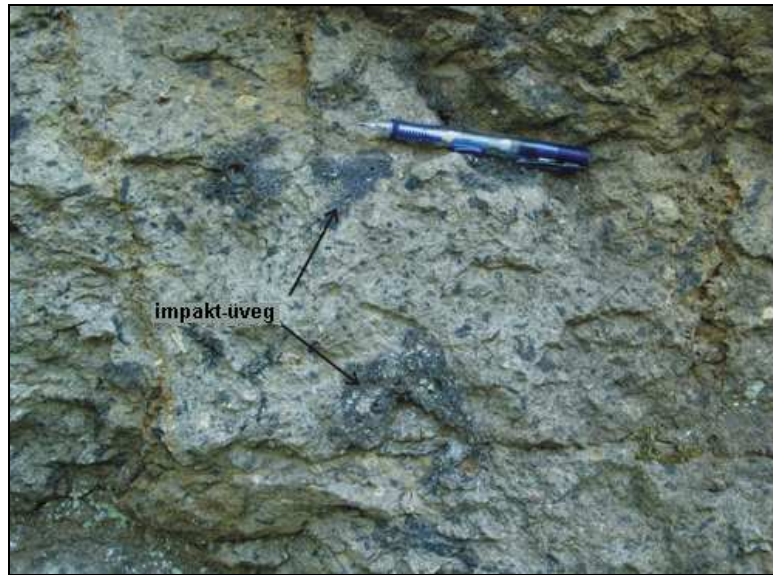
7. ábra (A-F). A Nördlingen Ries meteoritkráter képződésének főbb fázisai, ahogyan az a jelenlegi fizikai, geológiai és geokémiai ismeretek, valamint a modell-szimulációs kísérletek alapján elképzelhető. A becsapódás kezdetéhez viszonyított relatív időpillanatok az egyes ábrák bal alsó sarkaiban vannak feltüntetve, kivéve a (D) fázist: ott a bal felsőben. Az (A) fázis képen még a Steinheimi meteorit is látszódik, közvetlenül a becsapódás előtti pillanatban, az azt követő ábrák (B-F) viszont már csak a Ries becsapódás mechanizmusát mutatják. Az ábrásor nem mutatja be a poszt-impakt lepusztulási és feltöltődési fázisokat; ill. az ún. távoli törmeléktakarók képződését sem.
 (www.geopark-ries.de, 2009; kiegészítve)



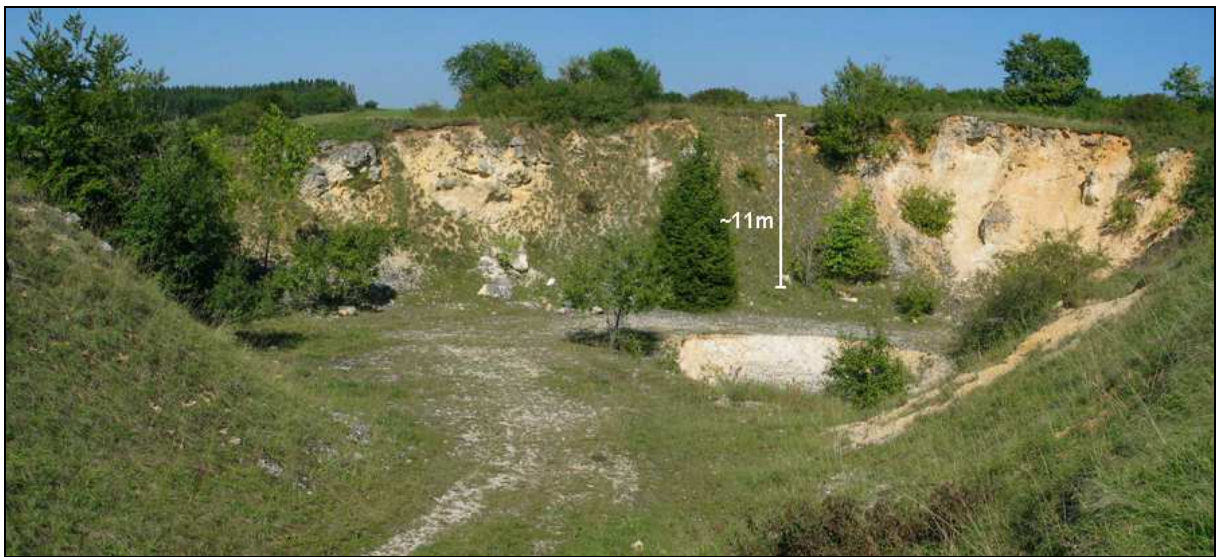
8. ábra. *Egymás mellé és egymásra települt becsaódási-breccsák: Suevit (szürke-sárga) és Bunte-breccsa (vörös) összletek (a jobb oldali kép kb. 100 m széles területet ábrázol). (www.psi.edu, 2009)*



9. ábra. *Egymás mellé települt Suevit, Bunte-breccsa és monomikt breccsa összletek, valamint a kristályos Hercinyai alapkőzetből felszínre gyűrt gránit és gneisz (a kép kb. 200 m széles szakaszt ábrázol). (www.psi.edu, 2009)*



10. ábra. Közeli kép a Suevitről, beágyazott impakt-üvegekkel.
(www.psi.edu, 2009)

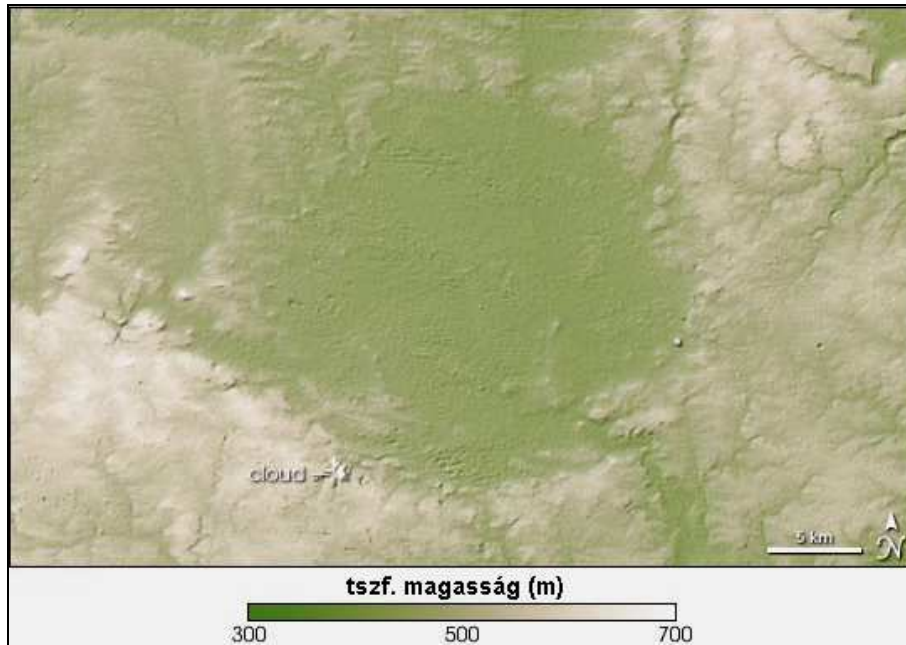


11. ábra. Egy kb. 11 méter magasságú és 500 m átmérőjű Malm-mész blokk, amelyet a becsapódás dobott ki a kráterből (a peremtől 8,5 km-re!), majd pedig a visszahulló, kevert törmelékből összeálló Bunte-breccsa ágyazott körül. A kép a kráter peremétől 8,5 km-re készült. (www.psi.edu, 2009; kiegészítve)

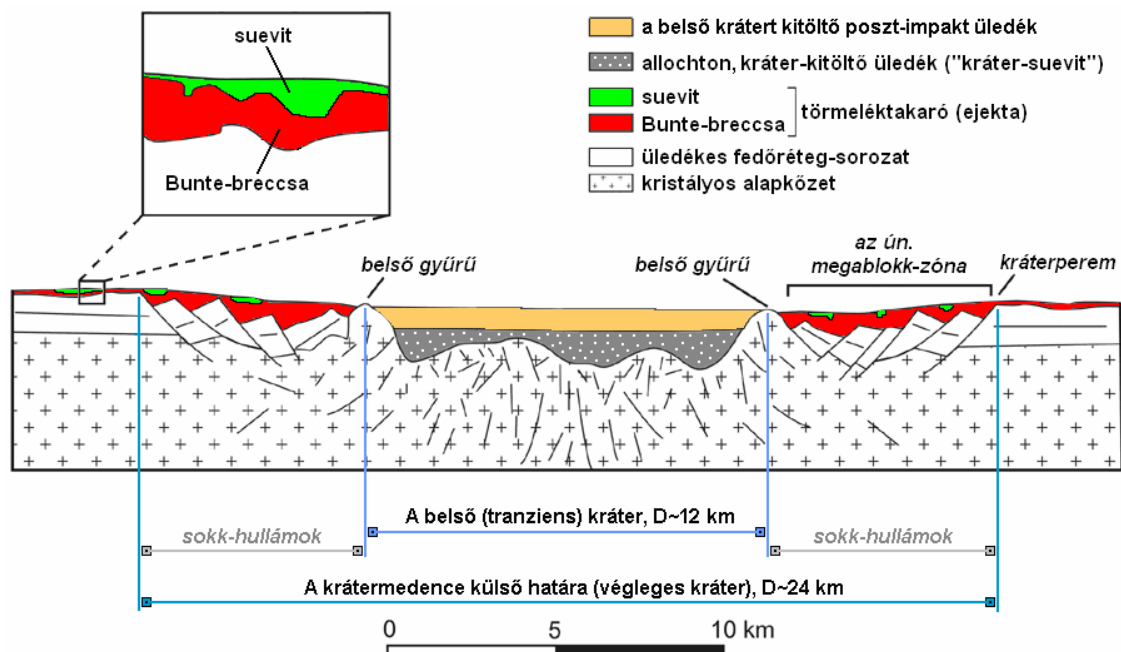
A Ries és a Steineim meteoritkráterek geológiai felépítése

Mindkét kráter komplex meteoritkráterként definiálható, azaz szabad szemmel (Steinheim) vagy geofizikai módszerekkel (Ries) megfigyelhetők a becsapódási terület hidrosztatikai mozgásának nyomai: a becsapódás után nem sokkal gravitációs összeomlásnak induló központi dóm maradványa (Steinheim); ill. még nagyobb magasságú központi dóm (amely dóm percekkel a becsapódás után már ~1 km-rel magasodott a tranziens kráter

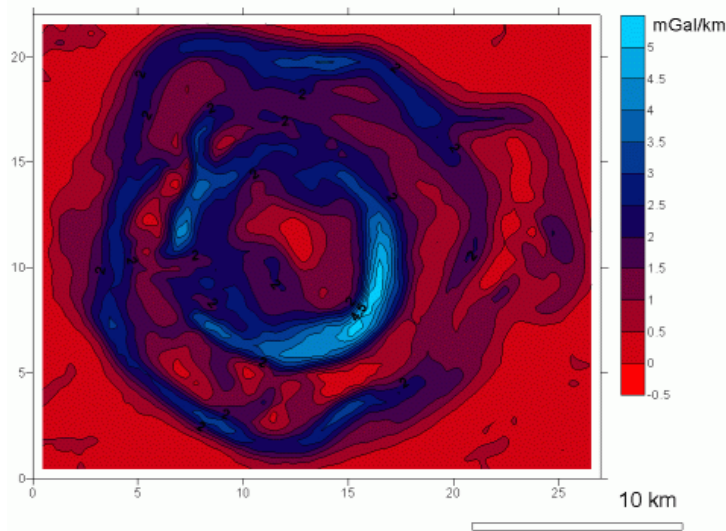
padlósíntje fölé) összeomlása nyomán kinyíló belső gyűrű (Ries). Ezen kívül a Ries esetében a kráterperemi részekben nagyméretű blokkos csuszamlások is kimutathatóak.



12. ábra. A Ries meteoritkráter magassági modellje. A komplex kráterekre jellemző szerkezet itt nem figyelhető meg szabad szemmel, a krátert utólag kitöltő tó üledékei miatt, a geológiai és geofizikai vizsgálatok azonban jól feltárják a valós szerkezetet.
 (earthobservatory.nasa.gov, 2009)



13. ábra. A Ries meteoritkráter jelenkori keresztmetszélete.
 (Hüttner és Schmidt-Kaler, 1999; kiegészítve)



14. ábra. A Ries kráter Bouguer-anomália térképe (gravitációs maradék-anomália), a felszín alatti sűrűségkülönbségek kimutatására. Az ábra a pirostól a világoskék területek felé haladva egyre nagyobb sűrűségű felszín alatti kőzet-öveket jelöl (-0,5 és +5 mGal értékek között). A koncentrikus, felszín alatti szerkezet jól kivehető, amely szokványosnak mondható a becsapódásos formák esetében, és amelyet a rendkívül koncentrált becsapódási energia pillanatszerű szétterjedése, ill. a központi dóm gyors összeomlása idéz elő, kialakítva ez által a változó sűrűségű kőzetöveket. Jól kivehető a tranziens kráter belső gyűrűje, amely a legnagyobb sűrűségű, Hercyniai kristályos kőzeteket tartalmazza (világoskék). – Ezek a kőzetek egyrészt eleve nagyobb sűrűségűek, mint a jórészt középidői fedőüledékek, másrészt a becsapódás mechanizmusa a felszín közelébe is hozta (gyűrű alakban felgyűrte) őket. A kráter peremi részein pedig a kidobott-felgyűrűt sáncanyag okoz pozitív gravitációs anomáliaként megjelenő tömegtöbbletet.
 (www.impact-structures.com, 2009)



15. ábra. A Ries meteoritkráter belső gyűrűjének (a tranziens kráter peremének) magasabbra nyúló blokkjai helyenként szelíd dombokat formálva emelkednek a poszt-impakt tavi üledékek alkotta, jelenkori felszín fölé (ez a belső gyűrű az utólagos lepusztulás és betemetődés előtt ~1 km magas lehetett a legmagasabb részein).
 (www.psi.edu, 2009)



16. ábra. A belső gyűrű felszínig érő csúcsainak egyik feltárása: kristályos breccsából épül fel. (www.psi.edu, 2009)



17. ábra. A Ries meteoritkráter sánc-lejtője. A sánc valós méretének (és az emiatt fellépő kráterperemi pozitív gravitációs anomáliának) az érzékeltetésére érdemes megfigyelni a kép bal felső sarkában, a fekete nyíl hegyénél álló emberalakot!
(www.psi.edu, 2009)



18. ábra. Kilátás a nördlingeni Daniel-toronyból a kráter sáncának egy részletére (a fekete nyilak jelzik). A történelmi városrész épületeinek jelentős része a jól faragható becsapódási breccsából épült fel.

(www.psi.edu, 2009; kiegészítve)

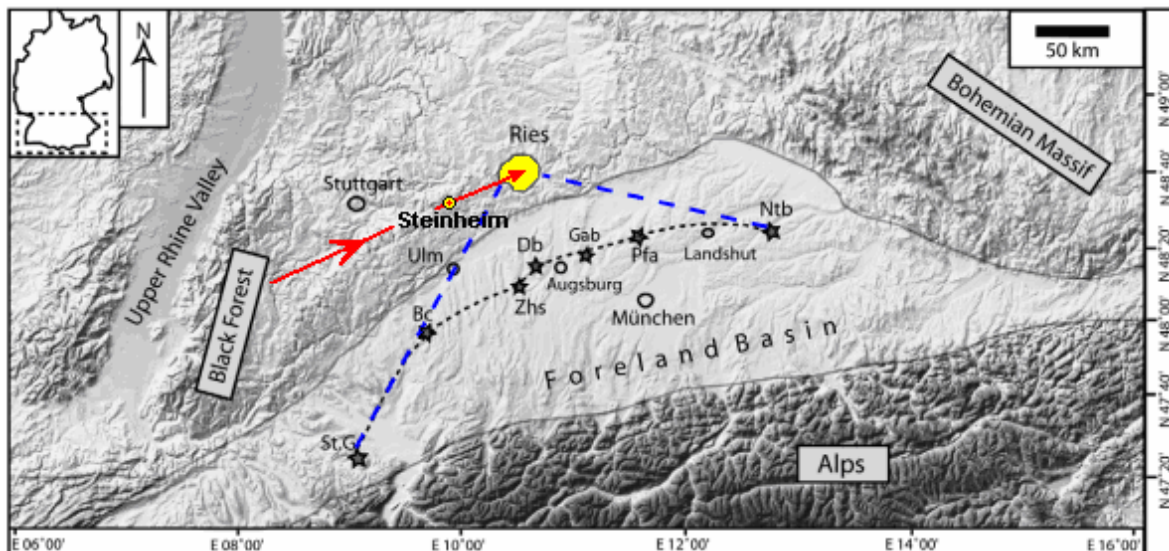
A Ries kráter egy kevésbé ismert, lehetséges távoli törmeléktakarója: a “Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont”

A Moldavitok alkotta távoli törmeléktakaró és a jórészt Bunte-breccsából, ill. Suevit-breccsából álló közeli törmeléktakarók mellett létezik még egy lehetséges, távoli törmeléktakaró is (a Riestől maximum 200 km-es távolságig), amelyről kevesebb szó esik. Habár, már az 1970-es évek közepén történtek rá utalások (Buchner et al., 2007): “Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont” néven írták le azokat a többnyire közép- és felső-jura mészkő és kisebbrészt agyagkő blokkokat és rétegeket, amelyek az Észak-alpi molassz-előtér közép- és késő-miocén rétegeibe ágyazódtak be, és amelyeket a Ries távoli törmeléktakarójaként értelmeztek (Buchner et al., 2007). A “Reutersche Blöcke” elnevezést a mindössze pár cm³-estől a több, mint 1 m³-es tömbökre alkalmazzák; a “Ries-Brockhorizont” ezzel szemben az 1-10 cm-es nagyságrendbe tartozó törmelékeket foglalja magában (Buchner et al., 2007). Azóta több pro- és kontra érvet sorakoztattak fel a lehetséges impakt-kapcsolattal összefüggésben:

- A. *Érvek a “Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont” becsapódásos eredete mellett* (Buchner et al., 2007): (1) – valószínűsíthető (de még egyértelműen nem bizonyított) időbeni egyezés a Ries-becsapódás és a kérdéses áthalmozódás között. (2) – ha a becsapódásos eredetet elvetjük, akkor erőteljes áradásokat kell feltételezni, amelyek az Észak-alpi előtérbe szállíthatták a tömböket, erre pedig nincs ismert szedimentológiai bizonyíték.
- B. *Érvek a “Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont” becsapódásos eredete ellen* (Buchner et al., 2007): (1) – a “Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont” rétegek nem egységesek mindenhol; némely alkotójuk autochton (helyben képződött), esetleg két-három rétegben is kimutathatóak (azaz több üledési fázis volt, esetleg utólag került át egyéb rétegekbe is). (2) – a térbeli eloszlás inkább hosszanti (sőt, inkább a Ries kráter közelebb eső D-i, DK-i pereméhez képest), és nem pedig radiális (vagy legalábbis

szigetszerű), mint az elvárható lenne. (3) – a jelenlegi előfordulási ismeretek alapján ez az elhelyezkedés ellent mond a Ries valószínűsített, DNy-i becsapódási irányának. Azaz, minimum az átellenes oldalon (É, ÉNy) is lennie kellene egy hasonló jellegű távoli törmeléktakarónak, hogy legalább egy lepkeszárny-szimmetria adódjon.

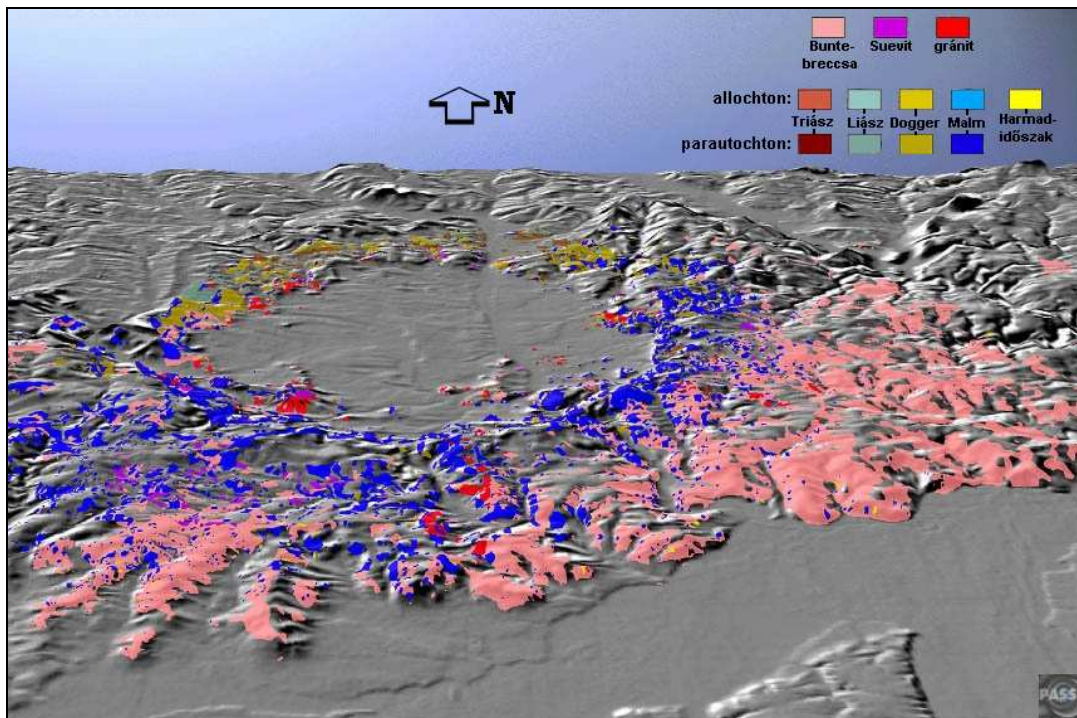
Mindezek az ellenérvek azonban részben feloldhatóak azzal, hogy a jelenleg ismert, pontszerű előfordulások nem feltétlenül jelentik az összes előfordulást is egyben. – Azaz létezhetnek még olyan, eddig feltáratlan “Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont” törmelékmezők, amelyek megadhatják az egyértelmű rétegtani bizonyítékot vagy szimmetrikussá egészíthetik ki a földrajzi eloszlást. Az is lehet azonban, hogy ha léteztek is egykoron ezek az egyéb takaró-részletek, már csak múlt időben említhetőek, az utólagos lepusztulás (áthalmazódás) miatt. További érv lehet a becsapódásos eredet mellett, hogy a Riestől 130 km-nél nagyobb távolságban elhelyezkedő blokkokban a becsapódási kőzetekre jellemző sokk-metamorf jegyek egyikét sikerült kimutatni (a nyomási kúpokat [shatter-cones]), az ettől közelebbieken azonban nem (Buchner et al., 2007).



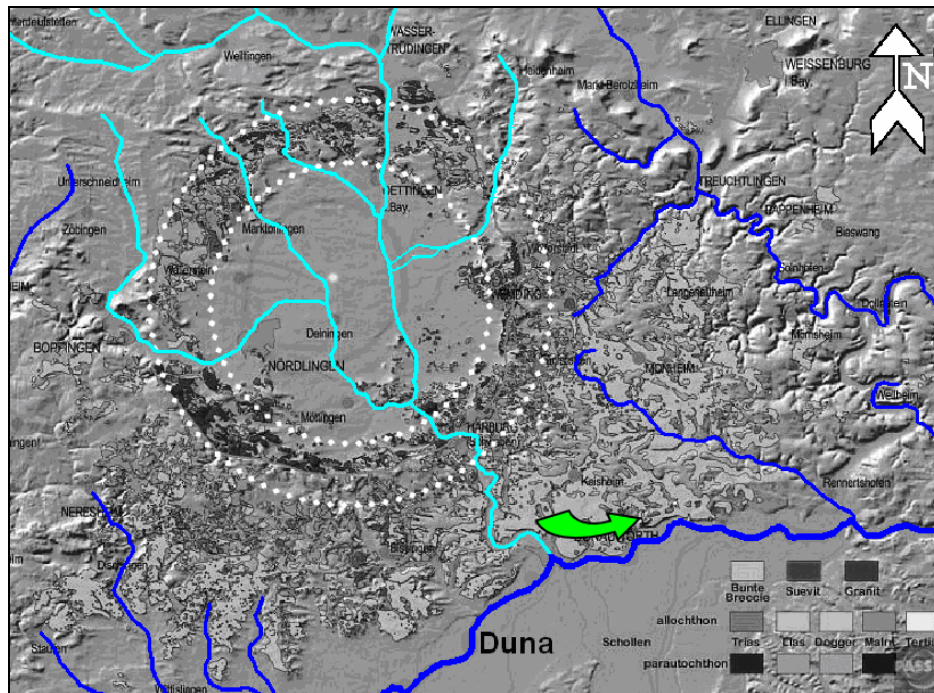
19. ábra. A Nördlingen Ries meteoritkráter D-i és DK-i irányba kidobott, feltételezett törmeléktakarójának jelenleg ismert elterjedése (“Reutersche Blöcke” és “Ries-Brockhorizont”) (a tektit-szórásmezőhöz hasonlóan ez is az ún. távoli törmeléktakaró része).
 Jelmagyarázat: a piros vonal a nyíllal a becsapódó meteoritok repülési vonalát és irányát jelzi (a sárga területek maguk a kráterek), amelyből következik a jelenlegi, féloldalas aszimmetria; a csillagok a D és DK felé kidobott törmeléktakaró-maradványainak jelenleg ismert lelőhelyeit mutatják, a kék szaggatott vonal pedig az ezek alapján kijelölhető nyílási szöveget. Ez, a feltételezett törmeléktakaró-maradvány féloldalas aszimmetriát mutat a becsapódás irányára, és eddig csak az Alpok északi, előtéri medencéjében találták meg őket.
 (StG – St. Gallen; Bc – Biberach/Riß; Zhs – Ziemetshausen; Db – Deubach; Geb – Gebratshausen; Pfa – Pfaffenhofen; Ntb – Niedertrennbach).
 (Buchner et al., 2007, kiegészítve)



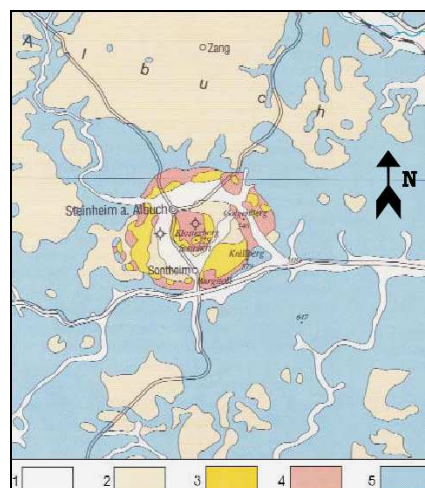
20. ábra. Elkülönülő, szögletes- vagy gyengén lekerekített felső-jura mészkőblokkok kevés középső-jura agyagkővel keverve (a sárga szaggatott keretben); mindez középső- és felső miocén folyóvízi üledékekbe ágyazva, az Észak-alpi előtéri medencéből (Ziemetshausen, ld. még a 19. ábrát).
 (Buchner et al., 2007, kiegészítve)



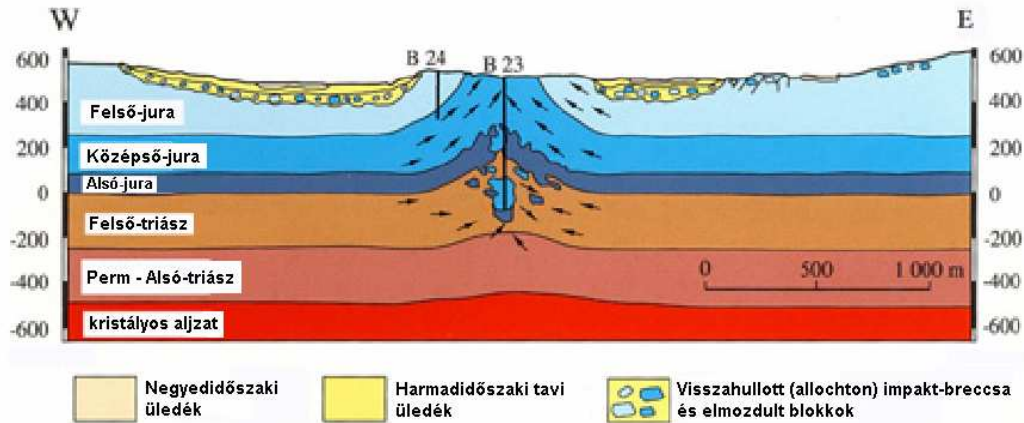
21. ábra. A Ries meteoritkráter kidobott, ún. közeli törmeléktakarójának digitális magasságmodellje és kőzettani felépítése (déli irányból szemlélve).
 (Earth Impact Database, 2009; kiegészítve)



22. ábra. A Ries meteoritkráter vízhálózata. A fehér pontozott vonal a sánc horizontális kiterjedését jelöli. A világoskékkel kiemelt folyók a krátermedence belsejével összeköttetésben álló vízfolyások (ott erednek vagy átfolyanak rajta); a sötétkékkel kiemelték pedig a közeli törmeléktakaró által meghatározott lefutású, külső folyók. Jól látható a krátermedence féloldalasan aszimmetrikus vízhálózata; ill. az egész terület ÉNy-DK-i általános lejtése. A zöld nyíl a medence Dunába történő lefolyását jelzi. Ez a fajta mintázat hasonlóságot mutat egyéb meteoritkráterekével is (pl. Siljan és Haughton kráterek) (Mihályi, 2008; Mihályi et al., 2008). Az a tény, hogy a vízfolyások tanúsága alapján az egész terület DK-i irányba lejt, utalhat az É-i, ÉNy-i, közeli törmeléktakaró (mint magasabb térszín) lepusztultságára is. (Earth Impact Database, 2009; kiegészítve)



23. ábra. A Steinheim meteoritkráter földtani térképe. (1) fiatal völgykitöltés (holocén, felsőpleisztocén); (2) lösz, kavics, homok, lejtőtörmelék (harmadidőszak, negyedidőszak); (3) kráterkitöltő üledékek: mészkő, agyag, márga, homokkő, konglomerátum; (4) Suevit, üveges impakt breccsa, a kristályos alaphegység kőzeteinek törmelékszemcséivel; (5) márga, mészkő, dolomit (felső-jura). (Don és Solt, 2006)



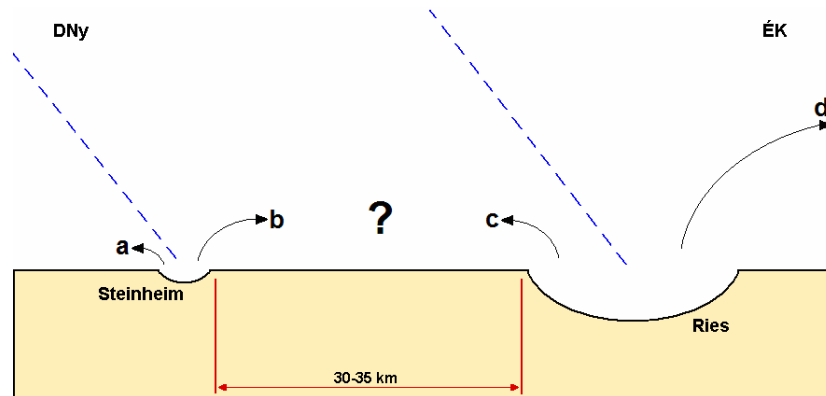
24. ábra. A Steinheim meteoritkráter nyugat-keleti irányú metszete. A fekete nyilak a becsapódáskor fellépett kompressziós erők irányait mutatják (hidrosztatikai mozgás), amelyek a központi dómot is kialakították. A B 23, ill. B 24 jelű fúrások a központi dóm szerkezetét hivatottak feltárni.
 (Ivanov és Stöffler, 2005; kiegészítve)



25. ábra. A Steinheim meteoritkráter központi dómjának. A fehér nyilak a központi dóm kontúrvonalát jelzik; a fekete nyilak pedig a kráter sáncának a gerincét. A kép jobb oldalán jól megfigyelhető a sánc belső lejtője is.
 (Earth Impact Database, 2009; kiegészítve)



26. ábra. A Steinheim meteoritkráter panorámafotója. A fehér nyilak itt is a központi dóm kontúrvonalát jelzik; a fekete nyilak pedig a kráter peremét.
 (Earth Impact Database, 2009; kiegészítve)



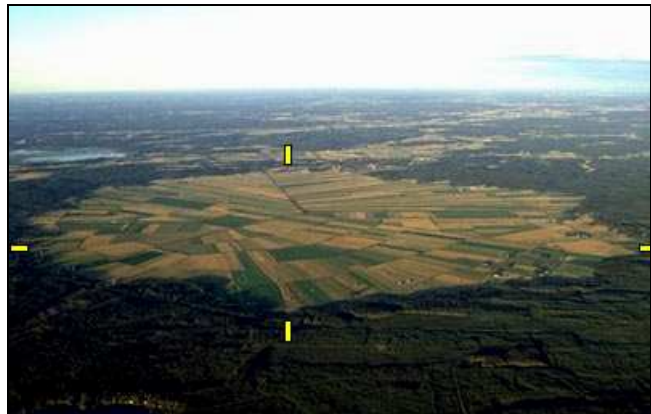
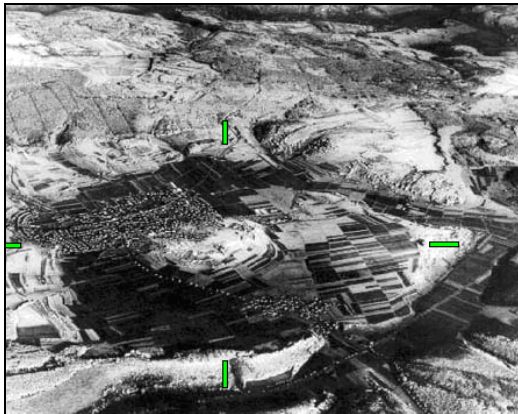
27. ábra. A Ries és a Steinheim becsapódások kidobott törmeléktakaróinak feltételezhető mozgásai, a becsapódási irány (kék szaggatott vonal) síkjában. (a) a Steinheim-becsapódás hátrafelé dobott, kisebbik törmeléktömege. (b) a Steinheim-becsapódás előre dobott, nagyobbik törmeléktömege. (c) a Ries-becsapódás hátrafelé dobott, kisebbik törmeléktömege. (d) a Ries-becsapódás előre dobott, nagyobbik törmeléktömege (Moldavit-tektitek). A kérdőjel arra vonatkozik, hogy találkozhatott-e a Steinheim előredobott, ill. a Ries hátradobott törmelékanyaga, és ha igen, akkor milyen formában lehet ezt jelenleg nyomozni, esetleg az összeütköző törmeléktakarók rétegzettségéből lehet-e következtetni arra, hogy valamelyik becsapódás megelőzte-e a másikat (akár csak tized- vagy századmásodpercekkel is)? (Az ábra nem méretarányos és nem tükrözi a becsapódási terület rétegzettségét sem.)
 (Mihályi et al., 2009)

A kráterek becsapódás utáni fejlődéstörténete

Közös jellemzője a Ries és a Steinheim meteoritkráterek poszt-impakt fejlődéstörténetének a krátertavak kialakulása. Az endemikus fajoktól eltekintve a puhatestűekből álló mollusca-fauna közeli rokonságot mutat a közeli, észak-alpi előtéri vizenyős területek egykorú életközösségeivel (Harzhaue és Mandic, 2008). A steinheimi üledékrétegekben talált, ún. szimpatrikus fajok csontmaradványainak (földrajzi és környezeti elkülönülést mellőző fajképződés által kialakult fajok) C, O és Sr izotóptartalmának elemzése alapján a tavi állapot 14,3 és 13,5 millió évek között létezhetett a Steinheim kráterben (Tütken et al., 2006). Az eredetileg 600-700 m mély Ries; és a kb. 220 m mély Steinheim kráterekben vastag tavi üledékek halmozódtak fel: a Riesben 200-300 m; a Steinheimben pedig kb. 40-50 m vastagságban (Ivanov és Stöffler, 2005; Tütken et al., 2006). A Steinheim-medence esetében nem sikerült kimutatni múltbéli folyóvízi kapcsolatot a környezetével (ilyen jelenleg sincsen, amely kapcsolat a Riesnél manapság is megvan), ezért itt felszín alatti hozzá-, ill. lefolyás valószínűsíthető. A ^{18}O viszonylag magas értékei is izolált víztestre utalnak, eloszlási jellegzetességei pedig kismértékben ingadozó felszín-alatti vízutánpótlást valószínűsítene (Tütken et al., 2006). Külön kérdés a Ries jelenlegi vízhálózati rajzolatának a megértése és kialakulásának rekonstruálása, amely további válaszokat adhat a feltöltődés folyamatára.



28. ábra. Kb. 4,5 m vastagságú, becsapódás után lerakódott tavi üledékösszlet a Ries kráterből.
(www.psi.edu, 2009)



29. ábra. Bal oldalon: a Steinheim meteoritkráter (zöld szálkeresztben); jobb oldalon: összehasonlításként a délnyugat-finnországi Söderfjärden meteoritkráter (sárga szálkeresztben, kora: ~600 millió év; $D=6,6$ km – a felparcellázott és megművelt rész). Mindkét kráter tavi üledékein és a magas ásványianyag-tartalmú impakt-breccsáin jó minőségű talajok képződtek, amely jó alapot nyújt a földműveléshez.
(Earth Impact Database, 2009)

Összefoglalás

Bár a Nördlingen Ries és a Steinheim meteoritkráterek a Föld legjobban feltárt krátereinek közé tartoznak, sok olyan nyitott kérdés van még a kráterképződés mechanizmusa, a becsapódások lehetséges környezeti hatásai, valamint a becsapódások földtörténeti időskálán

történő eloszlásainak kapcsán (úgy az egyedi kráterekre vonatkozóan, mint globálisan) (Mihályi és Gucsik, 2008), amelyek megválaszolásában a földrajzi adatbázisok sokat segíthetnek. A késő-kréta Chicxulub-bechapódás vonatkozásában már létezik egy ilyen adatbázis (*KTbase*) (Claeys et al., 2002). Ez 345 darab, kréta-harmadidőszaki réteghatár (rétegfeltárás vagy fúrás minta) geológiai, rétegtani és izotóp-geokémiai adatait tartalmazza a Föld különböző pontjairól, és amely adatok GIS alapú adatbázis-rendszerbe történő egybefoglalásával jól lehet rekonstruálni a Chicxulub-bechapódás egész bolygóra kiható törmelékfelhőjének mozgását, szerkezetét és kiüledését; valamint a bechapódás keltette rengéshullámok és cunamik terjedését a kinyíló Atlanti-óceánban (Claeys et al., 2002).

A Ries-Steinheim kettős bechapódásról elmondható, hogy a kráterképződés folyamata már viszonylag jól feltárt területnek számít. A különböző törmelékterakók kialakulásának mechanizmusa (Mihályi et al., 2009), valamint a bechapódás minél pontosabb korának a meghatározása azonban még további vizsgálatokat igényel, csakúgy, mint a bechapódás környezeti hatósugarának és hatásának (többek között az élővilágra nézve), ill. a poszt-impakt folyamatoknak a rekonstruálása. Mindezek megértését nagyban elősegítheti az adatok megfelelő adatbázisokba tömörítése és rendszerezése. Továbbá segítséget nyújthat a többi bechapódásos eredetű kráterre vonatkozó adatokkal történő összehasonlítás, amely által jobban szét lehet választani azt, hogy mi tekinthető általános folyamatnak a bechapódások kapcsán, és mi számít csupán egy adott kráterre vonatkozó, specifikus jellegzetességnek.

Irodalomjegyzék

- Alvarez, L. W. – Alvarez, W. – Asaro, F. – Michel, H. V., 1980: Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction – Experimental results and theoretical interpretation. *Science*, Vol. 208, No.4448, p. 1095, 1107.
- Artemieva, N. A., 2003: Distal ejecta from the Ries crater – Moldavites and projectile. *Large Meteorite Impacts*, abstract #4050
- Bérczi Sz. – Gucsik A. – Hargitai H. – Horvai F. – Illés E. – Kereszturi Á. – Nagy Sz. J., 2005: Kis atlasz a Naprendszeről – A Naprendszer formakincse (I): Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai. ELTE TTK – MTA Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, p. 17, 56.
- Buchner, E. – Grässlin, M. – Maurer, H. – Ringwald, H. – Schöttle, U. – Seyfried, H., 2007: Simulation of trajectories and maximum reach of distal impact ejecta under terrestrial conditions: Consequences for the Ries crater, southern Germany. *Icarus* 191, pp. 360-363, 369.
- Claeys, P. – Kiessling, W. – Alvarez, W., 2002: Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geological Society of America, Special Paper* 356, pp. 55-56, 65.
- Di Vincenzo, G. – Skála, R., 2009: ^{40}Ar – ^{39}Ar laser dating of tektites from the Cheb Basin (Czech Republic): Evidence for coevality with moldavites and influence of the dating standard on the age of the Ries impact. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, p. 493, 511.
- Don Gy. – Solt P., 2006: Meteoritkráter-tanulmányok. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, pp. 160-162.
- French, B. M., 1998: Traces of catastrophe. – A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures. *LPI Contribution No. 954*, Lunar and Planetary Institute, Houston. pp. 31-36.
- Greely, R., 1985: Planetary landscapes. Allen & Unwin, London, p. 40.
- Gucsik A., 2003: Terrestrial impact cratering and shock metamorphism: A review. *The Bulletin of Research Institute of Natural Sciences (Okayama University of Science)*, No.29, p. 36.
- Gucsik A., 2007: "Antisymmetric" shock wave distribution at Ries impact crater, Germany? – A Micro-Raman spectroscopical study of shocked zircon. *Workshop on Impact Cratering II*, abstract #8050
- Harzhauser, M. – Mandic, O., 2008: Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, p. 421.
- Hofmann, P. – Leythaeuser, D. – Schwark, L., 2001: Organic matter from the Bunte Breccia of the Ries crater, southern Germany: Investigating possible thermal effects of the impact. *Planetary and Space Science* 49, p. 850.
- Ivanov, B. A. – Stöffler, D., 2005: The Steinheim impact crater, Germany: Modeling of a complex crater with central uplift. *Lunar and Planetary Science XXXVI*, abstract #1443
- Keller, G., 2008: Cretaceous climate, volcanism, impacts and biotic effects. *Cretaceous Research* 29, p. 754, 769.

- Kenkmann, T. – Ivanov, B. A., 2006: Target delamination by spallation and ejecta dragging: An example from the Ries crater's periphery. *Earth and Planetary Science Letters* 252, pp. 15-17.
- Mihályi K., 2008: Hydrogeological features of terrestrial impact structures. *Acta GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography, Series Vol. 3.* (nyomtatás alatt)
- Mihályi K. – Gucsik A. – Szabó J., 2008: Drainage patterns of terrestrial complex meteorite craters: A hydrogeological overview. *Lunar and Planetary Science XXXIX*, abstract #1200
- Mihályi K. – Gucsik A., 2008: Distributions of the terrestrial meteorite craters: A review. 71st Meeting of the Meteoritical Society, abstract #5012 (printed in *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 43, Supplement, A98)
- Mihályi K. – Gucsik A. – Szabó J. – Bérczi Sz., 2009: Facts, theories and further questions around the Ries-Steinheim simultaneous impact event: A review. 40th Lunar and Planetary Science Conference, abstract #1542
- Osinski, G. R. – Spray, J. G. – Grieve, R. A. F., 2003: Impact melting in sedimentary target rocks? Workshop on Impact Cratering, abstract #8009
- Osinski, G. R., 2004: Impact melt rocks from the Ries impact structure, Germany: an origin as impact melt flows? *Earth and Planetary Science Letters* 226, pp. 531-532.
- Pierazzo, E. – Spitale, J. N. – Kring, D. A., 2001: Hydrocode modeling of the Ries impact event. *Lunar and Planetary Science XXXII*, abstract #2106
- Scherler, D. – Kenkmann, T. – Jahn, A., 2006: Structural record of an oblique impact. *Earth and Planetary Science Letters* 248, p. 43.
- Skála, R. – Strnad, L. – McCammon, C. – Čada, M., 2009: Moldavites from the Cheb Basin, Czech Republic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, pp. 1145-1146.
- Spray, J., (PASSC director), 2009: Earth Impact Database, <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/>
- Stöffler, D. – Artemieva, N. A. – Pierazzo, E., 2002: Modeling the Ries-Steinheim impact event and the formation of the moldavite strewn field. *Lunar and Planetary Science XXXIII.*, abstract #1871
- Stöffler, D. – Pösges, G. – Barfeld, R., 2008: Development of geotourism in the National Geopark Ries, Southern Germany. *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV*, abstract #3070
- Tütken, T. – Vennemann, T. W. – Janz, H. – Heizmann, E. P. J., 2006: Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: A reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, p. 459, 461, 486.

Negatív mikroformák vizsgálata légifelvételek és digitális magasságmodell elemzésével

Balázs Boglárka

*Debreceni Egyetem, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék
4032 Debrecen, Egyetem tér 1.
e-mail: geo.bb@mailbox.hu*

1. BEVEZETÉS

A belvizes területek feltérképezése napjaink szélsőséges időjárási viszonyai között fontos feladat lehet. A kialakított modell idő- és költséghatékonnyá teheti ezeknek a területeknek a meghatározását, a víz okozta károk felmérését.

A vizsgálat célja egy olyan eljárás kialakítása, melynek segítségével meg lehet határozni a vízállásos területeket. Egyrészt a felszínnek eltérő spektrális tulajdonságai miatt olyan homogén foltokat lehet elkülöníteni, ahol a víz összegyűlik, másrészt a felszín digitális magasságmodelljének előállításával leválogathatók azok a zárt mélyedések, melyek alkalmasak arra, hogy időszakos vízgyűjtőként funkcionáljanak.

A két megközelítés azonban nem feltétlenül használható egymástól függetlenül. A légifotó csak a lerepülés idején jellemző állapotot mutatja, az éppen vízzel borított, vagy magas talajvízállású térszíneket. A többi mélyedést nem tudjuk vele meghatározni. Ezért szükséges a magasságmodell elkészítése is, mert az alapján meghatározhatók a mintaterület konvergens és divergens felszínei. Azonban a levezetett negatív formák közül nem mindegyik áll vízhatás alatt. Ezért a két módszert összevetve pontosabb eredményhez jutunk.

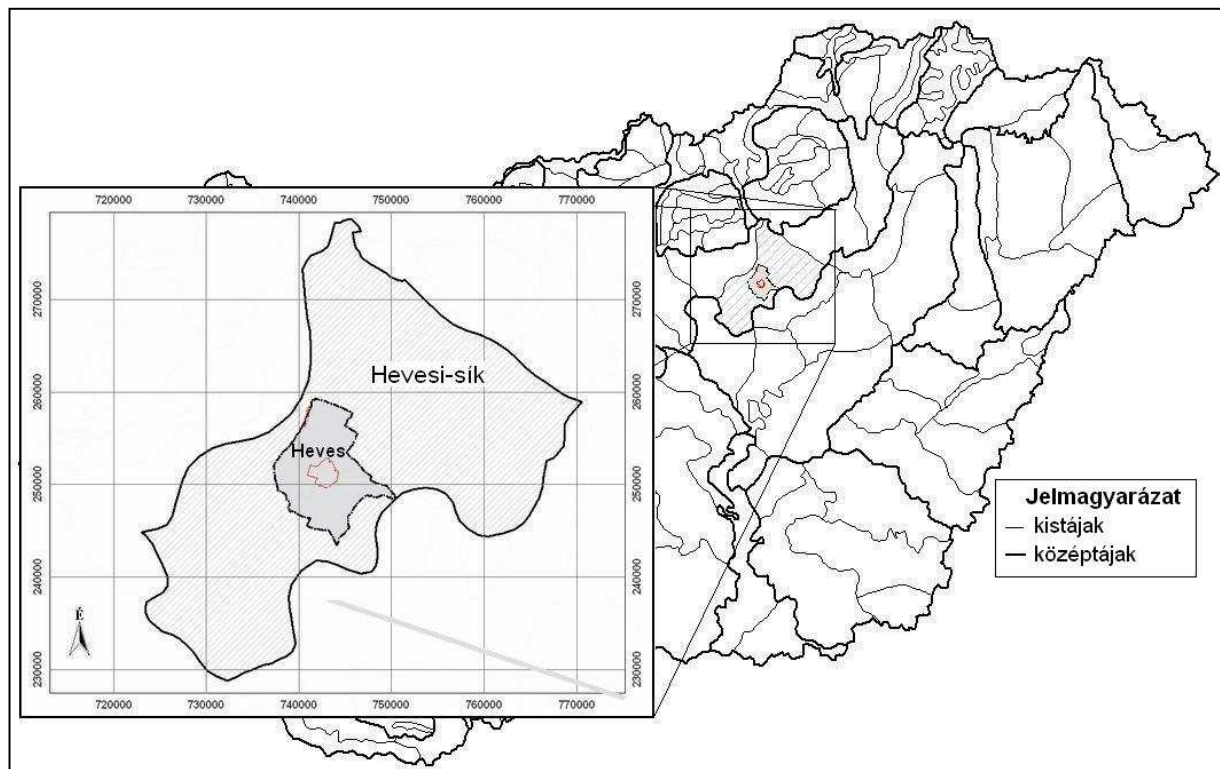
A spektrális elemzés elvégzésére alkalmasak a nagy felbontású, multi- és hiperspektrális műholdfelvételek, illetve a 3 vagy 4 színcsatornás légifotók. Ez a vizsgálat a 3 színcsatornás légifelvételek elemzését tűzte ki céljául. Terveink között szerepel, hogy a jövőben további távérzékeléses adatbázisok elemzését is elvégezzük.

2. ANYAG ÉS MÓDSZER

2.1 A mintaterület elhelyezkedése és jellemzése

A mintaterület közel 100 km²-es kiterjedésével a Hevesi-sík kistáj részét képezi (1. ábra). Az enyhén dél, délkelet felé lejtő felszín az Eger és a Laskó hordalékkúp-síksága (MAROSI – SOMOGYI, 1990). A főként folyóvízi eredetű formák alacsony relatív relieffel rendelkeznek – átlagosan 5 m/km². A mintaterület déli része magasártéri jellegű, melynek folyóvízi eredetű üledékein a talajvízállás függvényében szikes talajváltozatok alakultak ki. Az északnyugati, magasabb térszín löszös, homokos hordalékkúp-síkság, ahol helyi jelentőségű kavics- és homokkészlet húzódik ÉK-DNy-i irányban.

A vizsgálati terület túlnyomó részén mezőgazdasági művelés folyik, kivételt képeznek azok a déli területek, melyeket erősebb talajvízhatás ér, illetve nagyobb mértékű szikesedéssel kell számolni. Ott rétek, kaszálók, legelők találhatók.



1. ábra A mintaterület elhelyezkedése

A mintaterület alacsony relatív relief értékekkel rendelkezik, viszont elég változatos a mikrodomborzata ahhoz, hogy a felszín konvergens mélyedését megvizsgáljuk. A felszínhez közeli talajvízszint – főleg a déli területeken – már néhány deciméteres magasságkülönbség esetén is belvízként jelentkezhet. Ezért egy csapadékos időszakban készült légifotó-sorozaton jól elkülöníthetővé válnak környezetüktől.

2.2 Felhasznált adatbázisok, szoftverek

A vizsgálathoz szükséges digitális magasságmodellt 1:10000 méretarányú topográfiai térképek alapján készítettem el, EO/V vetületi rendszerben. Ezek a térképek az 1970-es évek óta készülnek ebben a vetületi rendszerben. A modellt ArcGIS 9.0 segítségével állítottam elő, a további elemzést pedig a TAS és IDRISI 32 R2 szoftverekkel végeztem.

A spektrális elemzésen alapuló vizsgálathoz 2 méteres térbeli felbontású légifotókat használtam. Előnyük, hogy felbontásuk miatt részletesebb terület-meghatározás lehetséges (RAKONCZAI et al., 2001). A 2000. év őszén készült fotók 3 (R, G, B) színcsatornával rendelkeznek. A feldolgozás előtt a 6 db légifotót koordináta rendszerbe illesztettem. Az illesztőpontokat 1:10000-es topográfiai térképekről származtattam. Ügyeltem arra, hogy eloszlásuk a képen szimmetrikus legyen, azaz mind a kép peremén, mind a közepén helyezzek el pontokat. A fotókat másodfokú polinomiális transzformációval illesztettem vetületbe. Mivel a mintaterület domborzata vertikálisan nem túlzottan tagolt, a légifotók 20-25 illesztőpontos transzformációja elegendően pontosnak bizonyult. Az RMS-hiba mértéke (a felbontás egységeiben megadva) 4-6 között változott.

A georeferált légifotókat IDRISI 32-realese2 szoftverrel dolgoztam fel.

A felhasznált topográfiai térképek, és a légifotók keletkezésének ideje között nem ment végbe olyan változás, mely a terület domborzati arculatát jelentősen megváltoztatta volna, ezért a digitális magasságmodellből származtatott negatív formák, és a légifotók spektrális elemzésével kapott eredmények összehasonlíthatók.

2.3 Alkalmazott módszerek

2.3.1 Spektrális elemzés

A légifelvétel spektrális tartományának – látható tartomány – felhasználásával olyan egybe-függő területek alakíthatók ki, melyek lefedik a belvizes helyeket. Alapja a földfelszíni objektumok – már korábban említett – eltérő spektrális tulajdonsága.

A szabad vízfelületek felismerése a távérzékelte felvételeken viszonylag könnyű, mert reflektanciájuk a látható tartományon kívül szinte elhanyagolható, illetve azon belül sem túl magas (BELÉNYESI M. et al., 2008.) A gyakorlatban azonban nem lehet a felszíni objektumokat kizárólag reflektanciájuk alapján elkülöníteni, ezen kívül más tényezők is meghatározóak. Ilyenek a szenzorok, és objektumok jellemzői (szenzor látószöge; objektumok alakja, mérete, elhelyezkedése, textúrája); nagy szerepe van a felvételezési időpontnak, valamint egyéb környezeti tényezőknek (TIKÁSZ et al., 1995; BUITEN H. J., 1993).

A vizsgálatához a rendelkezésre álló légifelvételeket RGB csatornákra bontottam, majd a különböző reflektancia értékű képi egységeket (pixeleket) osztályokba soroltam. Az osztályozás feltétele az, hogy az egyes osztályokat alkotó pixelek statisztikailag meghatározott határokon belül egységes spektrális tulajdonságokkal rendelkezzenek, illetve a kategóriák spektrális tulajdonságai szignifikánsan különbözzenek a többi osztálytól (BÁCSATYAI – MÁRKUS, 2001).

A vizsgálat során nem ellenőrzött és ellenőrzött osztályba sorolási módszereket alkalmaztam. A nem ellenőrzött osztályba sorolás esetén kezdetben nincs szükség terepi ismeretekre, a pixelek besorolása kizárólag értékük függvénye, eredményül spektrális osztályokat kapunk. Jelentésüket – sokszor újracsoportosítások sorozatával – nekünk kell megadnunk (TAMÁS J., 1997). Mivel az osztályok statisztikai analógiák alapján különülnek el, klaszterezésnek is nevezik (ELEK I., 2007). Az ellenőrzött osztályba sorolásnál meg kell határozni a célcsoportokhoz tartozó pixelértékeket, úgynevezett tanulóterületeket kell létrehozni. Ezek alapján történik az osztályozás, mely az általunk meghatározott tematikus kategóriákat eredményezi.

A nem ellenőrzött osztályozási módszerek közül a klaszterezést, és az iteratív önszerveződő osztályozó algoritmust alkalmaztam. A klaszterezés esetében a gyakorisági hisztogram egyes csúcsait különítjük el, majd ezekhez rendeljük hozzá a szomszédos pixeleket. Az IDRISI 32 R2 szoftver lehetőséget ad durva és finom osztályozásra. A finom osztályozás a pixelek alkotta mátrixban figyelembe veszi az átlós érintkezést is szemben a durva osztályozással, így részletesebb lesz az elemzés.

Az iteratív önszerveződő osztályozás addig végzi a megadott csoportok osztályközpontjainak újraszámolását, míg a kapott eredmények között már nem lesz lényeges eltérés.

Az ellenőrzött osztályozási módszerek az alkalmazott statisztikai döntésekben különböznek. A vizsgálatához a következő osztályozási típusokat használtam fel:

A *parallelepipedon* módszer esetében a pixelek besorolása annak a függvénye, hogy azok melyik tanulóterület minimum és maximum (küszöb) értékei közé esnek.

A *minimális távolság (minimum distance)* módszere a tanulóterületek szürkeségi értékeinek számtani közepéhez rendeli a többi pixelt attól függően, melyik csoport középpontjához van a legközelebb.

A *legnagyobb valószínűség (maximum likelihood)* módszere képes az előzetes valószínűségek figyelembe vételére (SÁRKÖZY F., 2007). A pixeleket abba az osztályba sorolja, melyhez a legnagyobb valószínűséggel tartozik.

A légifelvételeken nem minden esetben tudjuk elkülöníteni a vízállásos területeket, ezért ki kell emelni őket a képeken. Ezt a hisztogramok nyújtásával (stretch) tehetjük meg. A művelet során elhagyjuk a szürkeségi sáv szélein lévő értékeket, ez által felerősödik a kontrasztkülönbség (SÁRKÖZY F., 2007).

A nyújtást a légifotók zöld csatornáján végeztem el, majd ezeket a célirányosan újraszkalázott felvételeket vetettem alá az osztályozási folyamatoknak, mivel nem cél a pixelek értékeinek analízisa. Hasonló módszerrel találkozhattunk SZABÓ SZ. et al. (2008) cikkében is. Az osztályozás után leválogattam a vizenyős területeknek definiált pixeleket, majd összefűztem a fedvényeket.

Az osztályozás eredményét a vizuális interpretáció, és terepi felméréssel kialakított adatbázis segítségével ellenőriztem.

2.3.2 A digitális magasságmodell elemzése

A M=1:10000 topográfiai térképekről származtatott szintvonalakból előállítottam a mintaterület digitális magasságmodelljét, melyet a rendelkezésre álló részletpontok interpolációjával hozunk létre (BÁCSATYAI L., 2002). Elkészítéséhez a szabálytalan háromszög-hálóból álló modellt (TIN) alkalmaztam, mely csak akkor pontos, ha megfelelő sűrűségű részletpontokat adunk meg. Az alapját képező vektoros szintvonal-fedvényt ennek figyelembevételével készítettem el.

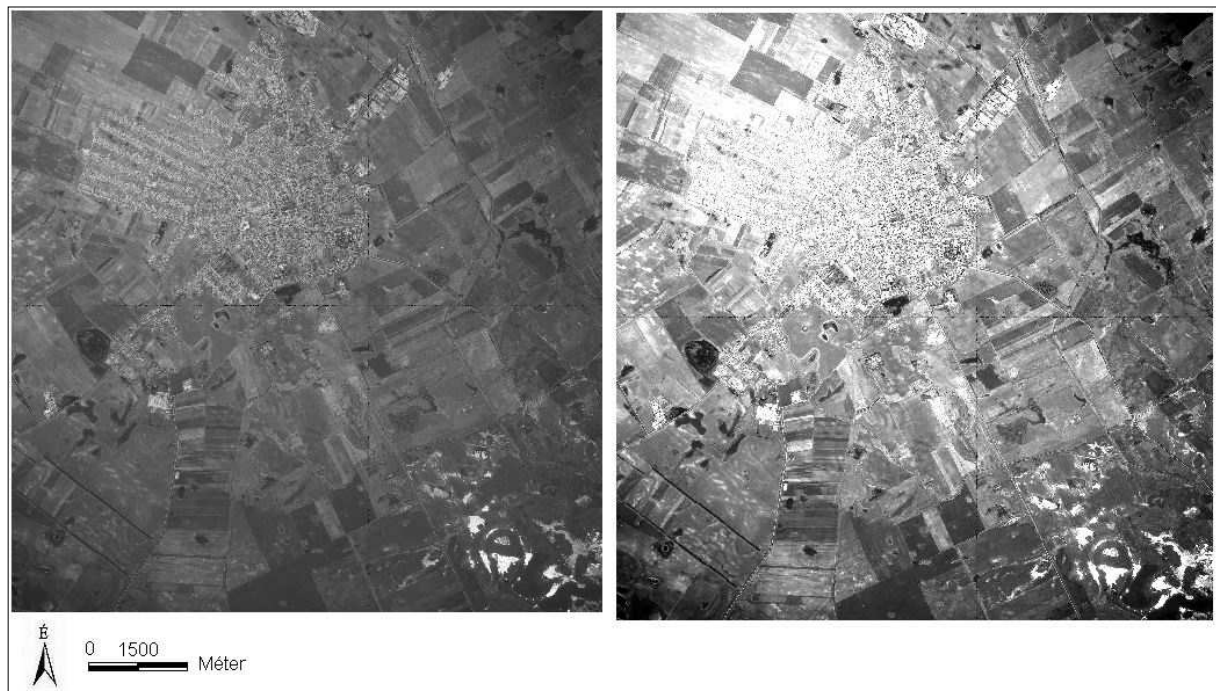
Az eljárás hátránya, hogy lapos részeket generál (KATONA E., 2007). Ez viszont pontsűrítéssel és térbeli interpolációval kiküszöbölhető.

A további feldolgozáshoz a TIN-modellt raszteres állománnyá alakítottam. A felbontás értékét 5 méterben állapítottam meg. Ez elegendő ahhoz, hogy a nagyobb kiterjedésű mélyedéseket pontosan meghatározzam (SZABÓ G., 2006, SZABÓ G., 2007). A mélyedések leválogatását a TAS (Terrain Analysis System) ingyenes, szabad felhasználású szoftver segítségével végeztem.

3. EREDMÉNYEK

3.1 A spektrális elemzés eredményei

A kiválasztott zöld csatorna osztályozása előtt kontraszt széthúzást (stretch) végeztem, így a vizenyős területek jobban elkülönültek környezetüktől (2. ábra).



2. ábra Egy kiválasztott légifotó zöld csatornájának szürkeárnyaltos képe kontraszt széthúzás előtt (balra) és után (jobbra)

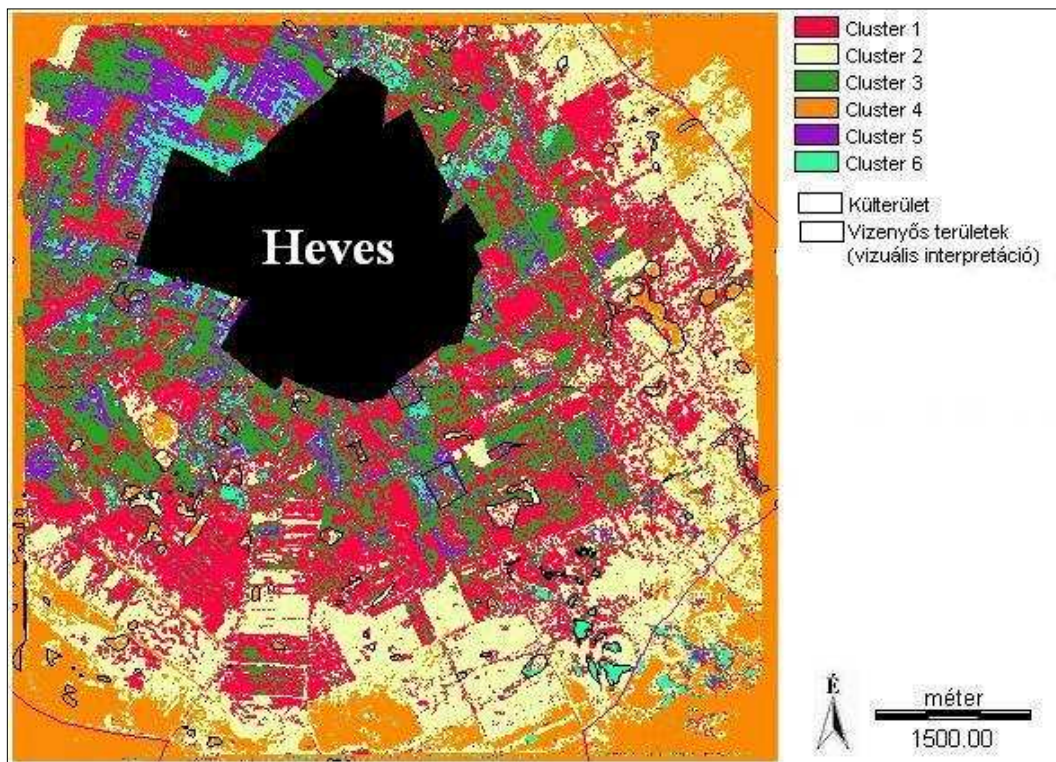
Az egyes osztályozási folyamatok eredményeit egy kiválasztott légifotón mutatom be, mely a mintaterület délkeleti részét ábrázolja. A választás azért esett erre a felvételre, mert ezen olyan vizes területek is találhatóak, melyek a felvételezéskor visszatükrözték a napsugarakat (2. ábra, képek jobb alsó sarka). Ezt a tényezőt az osztályozásnál is figyelembe kellett venni.

3.1.1 Nem ellenőrzött osztályozási módszerek

A klaszterezést az összes pixel felhasználásával ún. finom osztályozással végeztem. Az eredményül kapott 6 kategória közül a ciánkék (6-os klaszter) szín mutatja a „becsillanó” vízfelületeket, ami a valóságot jól közelíti (3. ábra). A 4-es csoport a mélyebb vízborítással rendelkező területeket foglalja magába. A 2-es osztály a sekélyebb vízborítást reprezentálja, de a kategória a szántóföldek bemutatására alkalmasabbnak bizonyul.

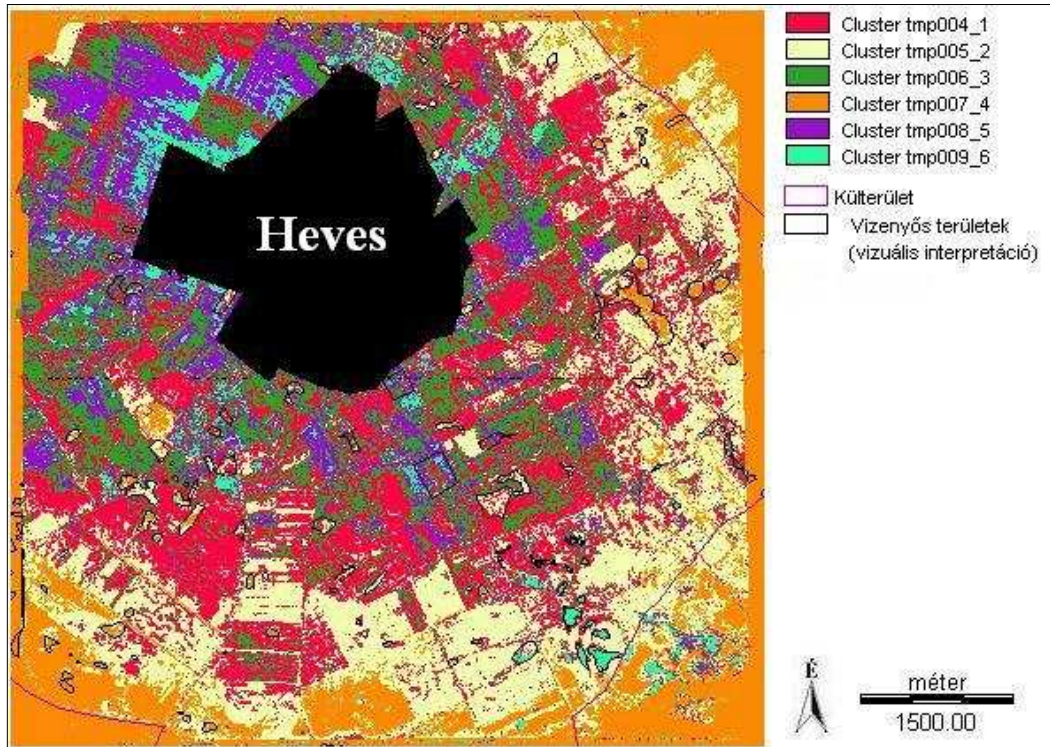
Rendkívüli heterogenitása miatt a város (Heves) területét eltávolítottam a fedvényről.

A módszer a spektrális tulajdonságok függvénye, ez okból a hasonló reflektanciájú felszínnek nagy valószínűséggel esnek ugyanabba a kategóriába, annak ellenére, hogy más területhasználati, vagy felszínborítási típusba tartoznak. A klaszterezés eredménye a valódi állapotot a 4-es és 6-os klaszterek esetében jól tükrözi.



3. ábra A klaszterezés eredménye

Az *iteratív önszerveződő osztályozás* eredménye (4. ábra) jórészt megegyezik a finom osztályozás eredményével. Ez a módszer is 6 osztályt különített el, melyek eloszlása megegyezik a korábban ismertetett finom osztályozásnál tapasztaltakkal. Differencia csak az osztályozás mechanizmusában van.

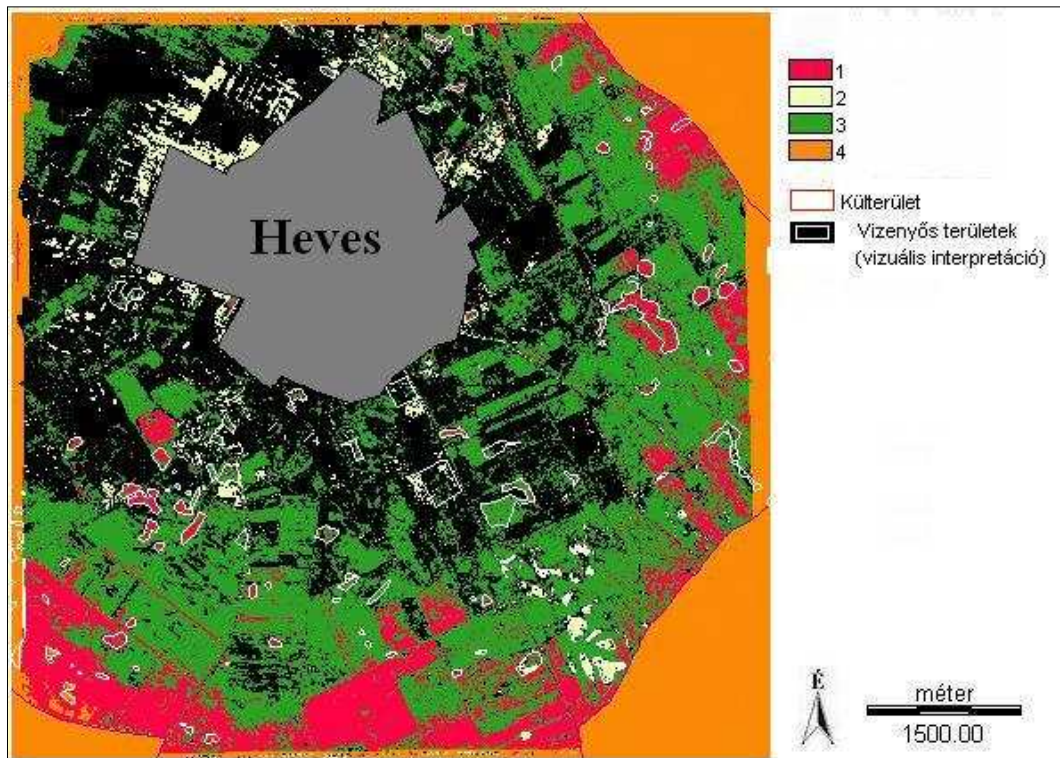


4. ábra Az ISOCLUST osztályozás eredménye

3.1.2 Az ellenőrzött osztályba sorolás

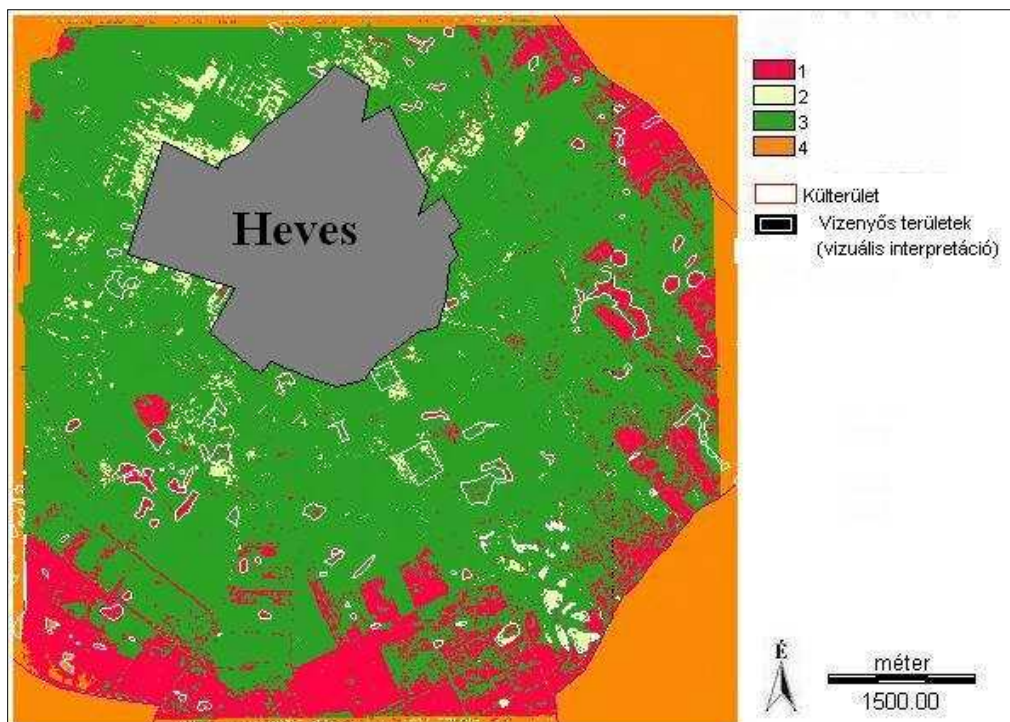
A *parallelepipedon* osztályozással kapott fedvényen a be nem sorolt pixelek fekete színűek (5. ábra). Az 1-es osztály (piros) jól tükrözi a belvizes területeket, azonban a felvétel széleihez közeledve egyre pontatlanabb a besorolás. A megcsillanó vízfelületek, melyeket a 2-es csoport mutat, élesen elkülönülnek a környezetüktől. A város környékén sok területet sorolt a szoftver ebbe a kategóriába. Ez azzal magyarázható, hogy az antropogén, világos felszínnek reflektancia értékei közelítik a tükröző vízfelszínéket.

Az osztályozás a mélyebb vízállásos területek esetében jobb eredményt mutat az eddigieknél, azonban a sekélyebb belvizes foltok meghatározása továbbra sem megoldott.



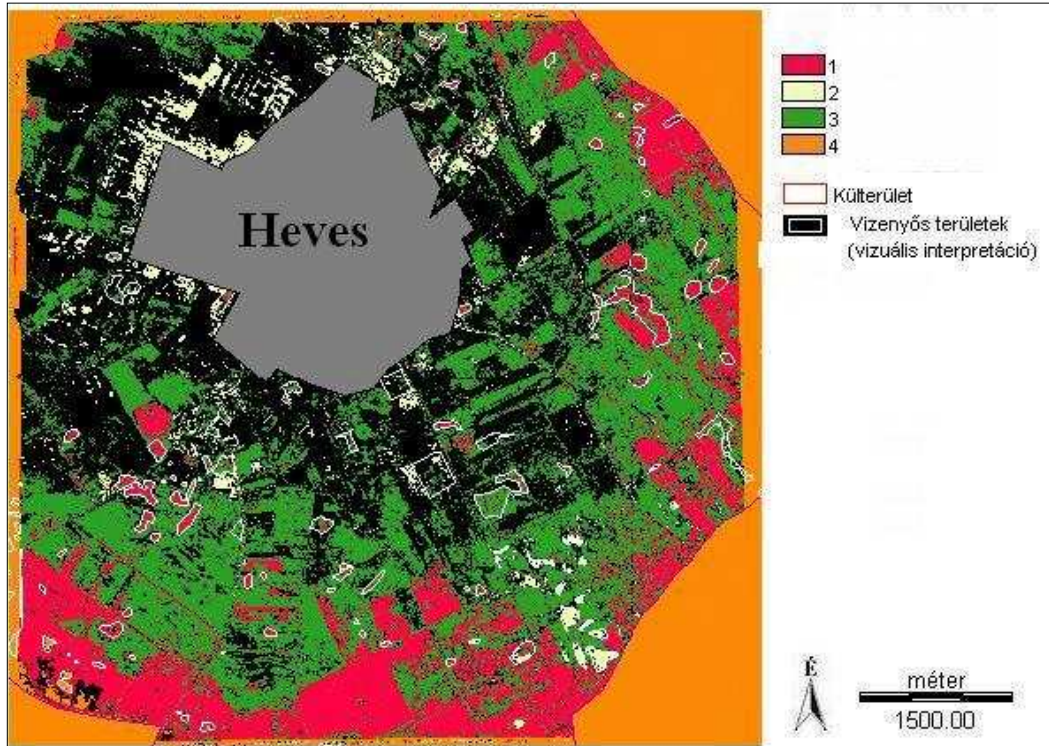
5. ábra A paralelopipedon módszer eredménye

A minimális távolság módszerével végzett osztályozás eredménye közel áll az előző módszer eredményéhez, azzal a különbséggel, hogy nincsenek besorolatlan pixelek (6. ábra). Az 1-es osztály mutatja a mélyebb vízállásos területeket, a 2-es pedig a megcsillanó vízfelületeket. A sekélyebb vizes térszínek elkülönítése itt is problémákba ütközik.



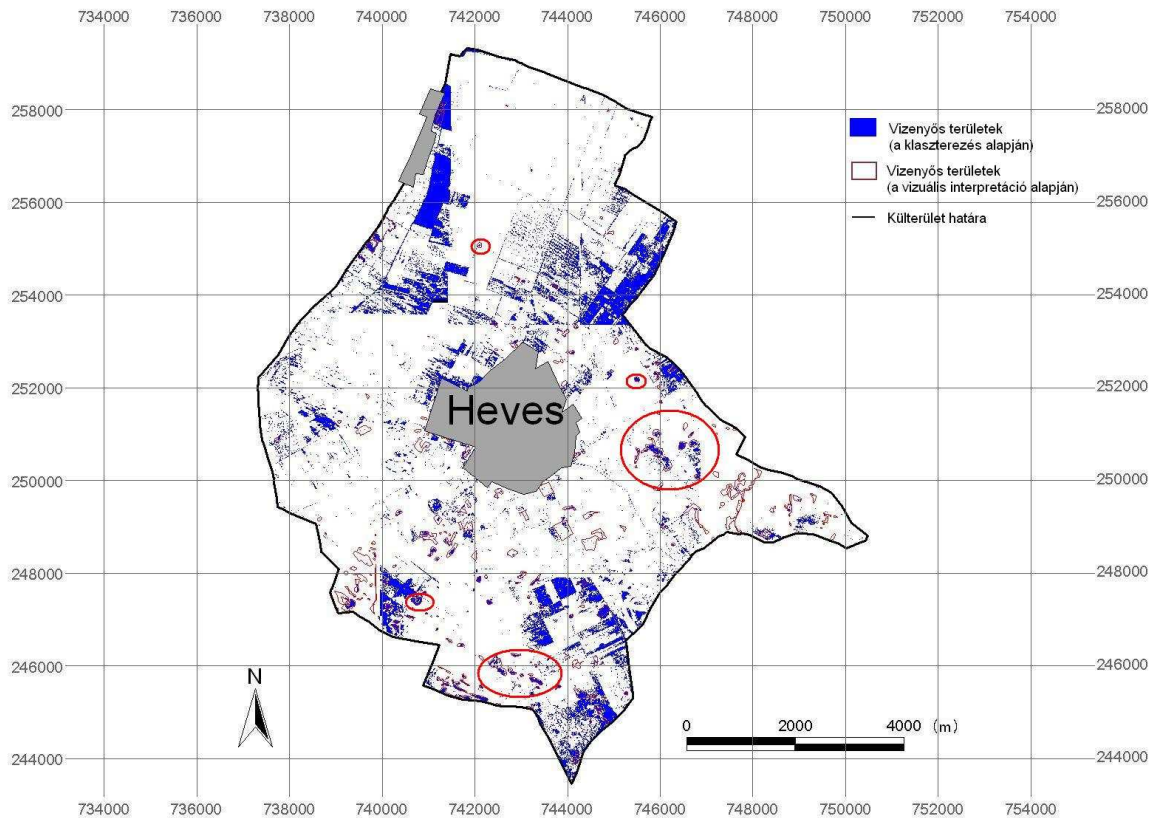
6. ábra A minimális távolság módszerével végzett osztályozás eredménye

A *legnagyobb valószínűség* módszere az előzőekhez hasonló eredményt ad (7. ábra). Az osztályozást a pixelek 5%-ának elhagyásával, a vizenyős (1-es osztály) területek magasabb valószínűségi szintjével végeztem el. Az 1-es és 2-es kategóriák az eddigi osztályozási eljárásokhoz hasonló elrendeződést mutatnak, a parallelepipedon módszerhez képest viszont több a be nem sorolt pixel.



7. ábra A maximális valószínűség módszerével végzett osztályozás eredménye

A légifelvételeket az osztályozás után összefűztem. A felvételek átfedik egymást, így mindig azt választottam a felső felületnek, melynek osztályozási eredménye a legjobban közelítette a vizuális interpretációval nyert foltokat. A légifotók mindegyikén az osztályozási eljárások közül a klaszterezést végeztem el, egyrészt gyorsasága, másrészt viszonylagos pontossága miatt. Az így kapott eredmény meglehetősen pontatlan képet mutatott a felvételek összefűzése után (8. ábra). Nagyon sok pixelt sorolt a szoftver a vizes területekhez. Ez a hiba a képek szélein egyre nagyobb, így az összeillesztések is élesen kirajzolódnak. Ennek ellenére vannak olyan területek, főleg a mélyebb vízállású részek, melyek a valósághoz közeli állapotot mutatják. Ezeket a területeket a 8. ábrán a pirossal bekarikázott részek jelölik.

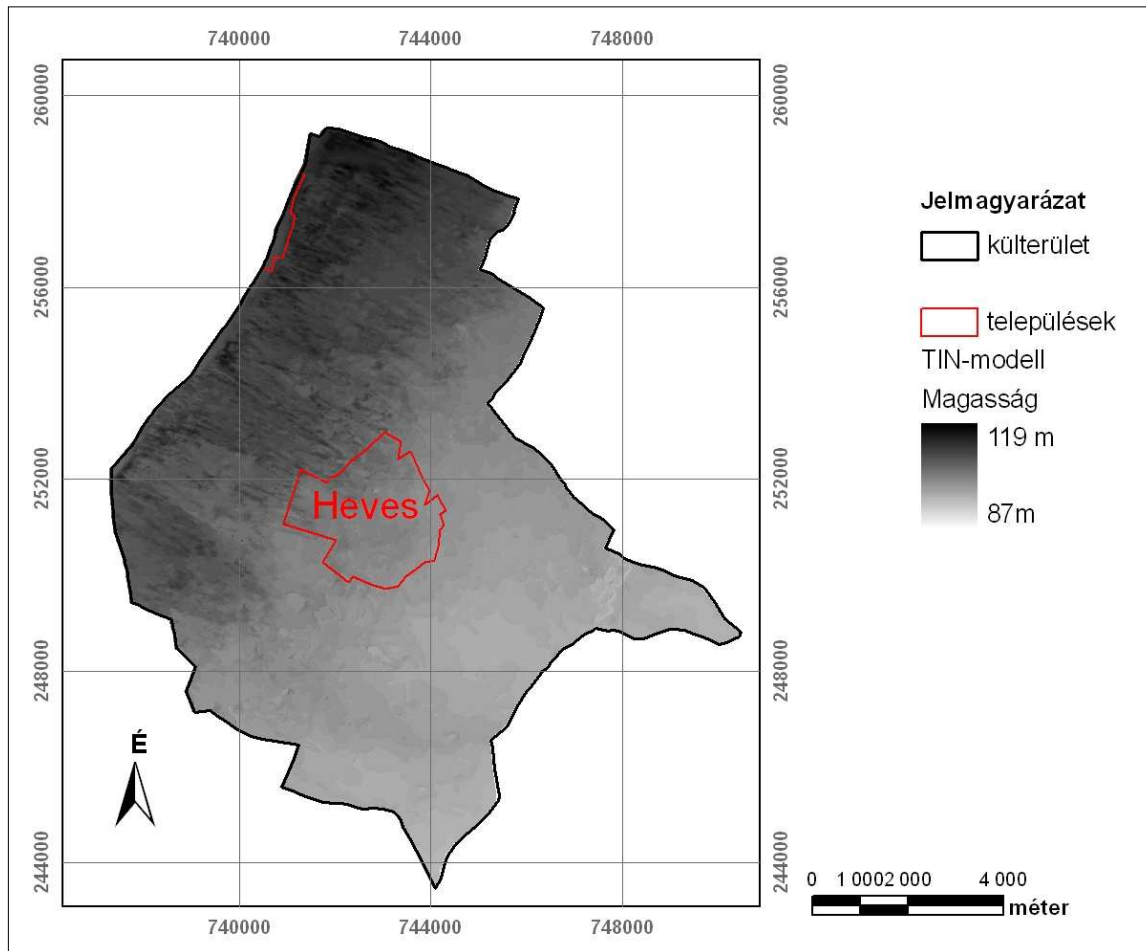


8. ábra A légifotók klaszterezése és a vizuális interpretáció összevetése

3.2 A digitális magasságmodell alapján meghatározott mélyedések

A mintaterületről létrehozott magasságmodellt a 9. ábra mutatja. Látható, hogy a terület alacsony reliefértékekkel rendelkezik, de változatos a mikrodomborzata. A magasságmodellt át kellett alakítani raszteres állománnyá, melynek felbontását 5 méterben állapítottam meg.

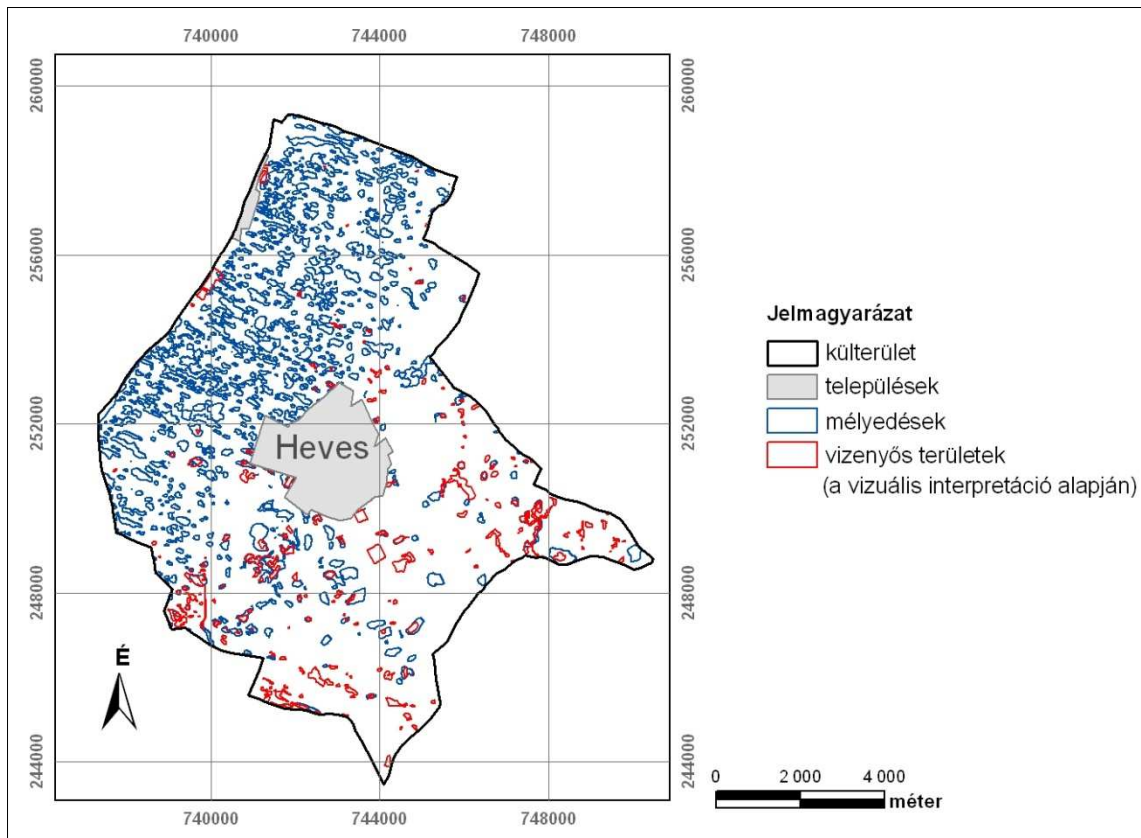
A további elemzést TAS (Terrain Analysis System) szoftverkörnyezetben végeztem el.



9. ábra A mintaterület magasságmodellje

A TAS szoftver segítségével leválogattam a felszínek konvergens részeit. A modul alkalmazása után egy olyan felület jött létre, mely az összes mélyedést tartalmazza (10. ábra). Az ábrán látható, hogy a mélyedések nagyobb része a terület DNy-ÉK-i sávjában húzódik, ahol löszös, homokos talajtípusok alakultak ki, változatos formakincessel. A délkeleti rész egyhangú, ártéri jellegű.

A magasságmodellből származtatott mélyedéseket összevetve a vizuális kiértékelés alapján kapott eredményekkel, megállapítható, hogy a mélyedések többsége nem belvizes terület. Ez a – korábban említett – jellemző talajtípusok miatt lehetséges. Az ÉNy-i homokos felszínek átengedik a lehullott csapadékot, míg a DK-i magas agyagtartalmú talajok megtartják azt nagyobb vízzáró-képességük miatt.

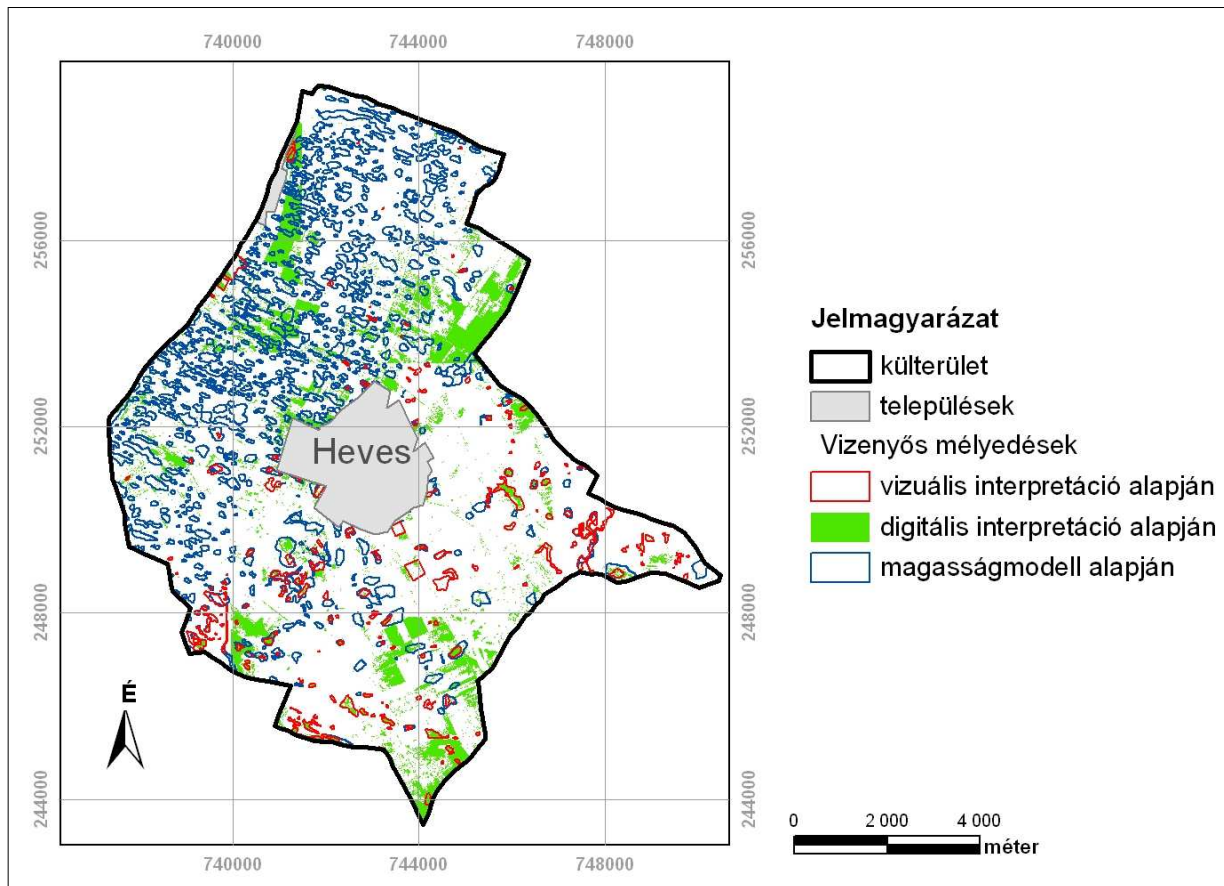


10. ábra. A magasságmodell alapján meghatározott mélyedések és a vizuális interpretáció eredménye

3.3 A légifotó interpretáció eredményeinek és a magasságmodell összevetése

A légifotók osztályozása, és a magasságmodell elemzése módszerek összevetését a 11. ábra mutatja.

A két módszer eredménye nem sok egyezést mutat. Ez a klaszterezés korábban említett hibáiból, és abból adódik, hogy nem minden negatív domborzati forma alkalmas a csapadék megtartására. Ahol egyezést mutatnak, belvizes területekről beszélhetünk, de mindenképpen szükséges a talajviszonyok figyelembe vétele.



11. ábra A vizuális és digitális interpretáció, valamint a magasságmodell eredményeinek összevetése

3.4 Eredmények összegzése

A vizsgálat eredményei azt mutatták, hogy a belvizes területek feltérképezésére alkalmazhatók a légifotó interpretációk, de csak nagy elővigyázatossággal és fenntartásokkal. A osztályozási folyamatoknál figyelembe kell venni a felvételek szélein jelentkező reflektancia módosulást, ami befolyásolja az eljárás kimenetelét.

A magasságmodell alapján meghatározott mélyedések nem mindegyike alkalmas a víz megtartására a jellemző talajtípusok miatt. De összevetve a légifelvételek digitális interpretációjával pontosíthatók az eredmények.

A legjobb módszer kétségtelenül a légifotók vizuális interpretációja terepi felméréssel kiegészítve, mely idő és pénzigényes művelet. De kiindulási alap megteremtésére alkalmazhatók az itt alkalmazott módszerek.

Felhasznált irodalom

- Bácsatyai L. – Márkus I.: 2001. Fotogrammetria és távérzékelés, Kézirat. NYME – EMK, Sopron. pp. 168-190
- Bácsatyai L.: 2001. Geodézia I. NYME – EMK, Sopron. 156. p.
- Belényesi M. – Kristóf D. – Magyari J.: 2008. Távérzékelés a környezetgazdálkodásban, Egyetemi jegyzet. SZIE – MKK, Gödöllő. pp. 11-30
- Buiten, H. J.: 1993. General View of Remote Sensing as a Source of Information. In: Buiten, H. J. – Clevers, J. G. P. W. (szerk.): Land Observation by Remote Sensing – Theory and Applications. Overseas Publishers Association, Amsterdam, pp. 9-26
- Elek I. (szerk): 2007. Térinformatikai gyakorlatok. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. pp. 233-237
- Katona E.: 2007. Térinformatika, Előadási jegyzet. SZTE, Szeged. pp. 68-77. Internetes hivatkozás: <http://www.inf.u-szeged.hu/~katona/gis.pdf>, Letöltés ideje: 2009
- Marosi S. – Somogyi S.: 1990. Magyarország kistájainak kataszttere I-II. MTA FKI, Budapest. pp. 231-235
- Rakonczai J. – Mucsi L. – Szatmári J. – Kovács F. – Csató Sz.: 2001. A belvizes területek elhatárolásának módszertani lehetőségei. In.: Dormány G. – Kovács F. – Péti M. – Rakonczai J. (szerk.): A földrajz eredményei az új évezred küszöbén. Az I. Magyar Földrajzi Konferencia CD kötete, SZTE TFGT, Szeged. p. 14. Internetes hivatkozás: <http://geography.hu/mfk2001>, Letöltés ideje: 2009
- Sárközi F.: Térinformatikai elméleti oktató anyag, Internetes hivatkozás: http://www.agt.bme.hu/tutor_h/terinfor/tbev.htm, Letöltés ideje: 2007
- Sárközy F.: IDRISI oktató anyag. Internetes hivatkozás: http://www.agt.bme.hu/tutor_h/idrisi/tutintro.htm, Letöltés ideje: 2007
- Szabó G.: 2006. Kartográfiai és térinformatikai módszerek pontosságának földrajzi szempontú vizsgálata. Doktori (PhD) értekezés. Debreceni Egyetem, Debrecen. p.143.
- Szabó G.: 2007. Eltérő alapú DEM-ekből származtatott kvantitatív geomorfológiai térképek pontosságának vizsgálata. CD. ISBN 978 963 661 765 3. II. HUNDEM Konferencia, Miskolc, 2006
- Szabó Sz. – Kenyeres Z. – Bauer N. – Gosztonyi Gy. – Sáringer-Kenyeres T.: 2008. Mapping of mosquito (Culicidae) breeding sites using predictive geographic information methods. Dissertation Comissions Of Cultural Landscape – Methods Of Landscape Research 8. pp. 255-270
- Tamás J.: 1997. Térinformatikai praktikum. Debrecen pp. 33-42
- Tikász E. – Krauter A. – Ugrin N. – Csornai G.: 1995. A digitális térkép geometriai alapjai. Műegyetemi Kiadó, Budapest. pp. 108-124

Izotópanalitika alkalmazásának lehetőségei a Felső-Tisza-vidéki holtmedrek vízpótlásának meghatározásában

Babka Beáta

*Debreceni Egyetem
Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék
4032 Debrecen, Egyetem tér 1.
babkabea@gmail.com*

1. Bevezetés

A Tisza Magyarország második legnagyobb folyójaként fontos szerepet tölt be hazánk életében és alapvető fontosságú, hogy helyes képet kapjunk környezete állapotáról. Manapság igen gyakran lehet hallani a Tisza és a folyót kísérő holtmedrek környezetvédelmi problémáiról. A holtmedrekkel kapcsolatos fontos és átfogó munkák közül Braun (1998), Pálfi (2001) és Wittner et al. (2004, 2005) tanulmányait kell megemlíteni.

A Tiszára az egyik legnagyobb hatással a folyószabályozások voltak. A természetes lefűződés mellett mesterséges úton is számos holtmedret alakítottak ki. A holtmedreket két csoportra oszthatjuk: a gát és a folyó között elhelyezkedőket hullámtéri, a gáton kívül találhatóakat pedig mentett oldali holtmedreknek nevezzük. Számuk az általam vizsgált szakaszon – az országhatár és Tokaj között – több mint 90.

A Tisza évente többször is kilép a medréből (hóolvadás vagy nagyobb esőzések alkalmával) és elárasztja a gáton belüli területeket. Ezzel a hullámtéri holtmedreket is feltölti, vizüket megújítja. Vízutánpótlásuk azonban nemcsak az árhullámokból valósul meg, hanem feltételezhető, hogy többük esetében (nagyvízi helyzetben) a régi folyómedrek kavicsos, nagy vízvezető képességű rétegein keresztül akár felszín alatti hozzászivárgás, valamint a csapadék szerepe is elképzelhető. Tehát a holtmedrek izotópos vizsgálatai alapján képet kaphatunk a vizek eredetéről és állapotáról is.

E kutatással célunk az, hogy minél átfogóbb képet kapjunk a Felső-Tisza-vidék holtmedreinek állapotáról, azok minőségéről és közvetve a vízpótlásukról. Megvizsgáljuk a Tisza országhatár (Tiszabecs) és Tokaj közötti szakaszán a folyóból és a holtmedrekből vett vízmintákat izotópanalitikai szempontból.

2. Vízutánpótlás vizsgálata izotópanalitika módszerekkel

Az elemek nagy részének több stabil izotópjuk is létezik. Ezek az izotópok különböző gyakorisággal fordulnak elő. Mivel tudjuk, hogy az elemek kémiai tulajdonságait elektronhéjuk szabja meg, a klasszikus kémia az azonos elemek különböző izotópjából felépülő molekulákat ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$, $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{18}\text{O}$) azonosnak tekinti, azonban relatív tömegkülönbségük jól mérhető különbséget okoz fizikai tulajdonságaikban. Ugyanis a különböző izotópokból felépülő molekulák nem egyformán viselkednek a különböző fizikai és kémiai folyamatokban (Svingor és Balogh 2003). Ezek a kis különbségek tömegspektrométerrel jól kimutathatók.

Az izotóparány a ritkább (nehezebb) izotóp mennyisége a gyakoribb (könnyebb) mennyiségéhez viszonyítva. Azt a folyamatot, amikor különböző fizikai, kémiai, vagy biológiai folyamatok során megváltozik az elem izotópjainak aránya, izotópfractionálódásnak nevezzük (Schoeller és Coward 1990). A kémiai reakció során a könnyebb izotóp a reakciótermékben dúsul, nem egyensúlyi folyamat esetén a visszamaradó anyag egyre „nehezebb” lesz. Tehát a könnyebb molekulák mozgékonyabbak, mint a nehezebbek, vagyis

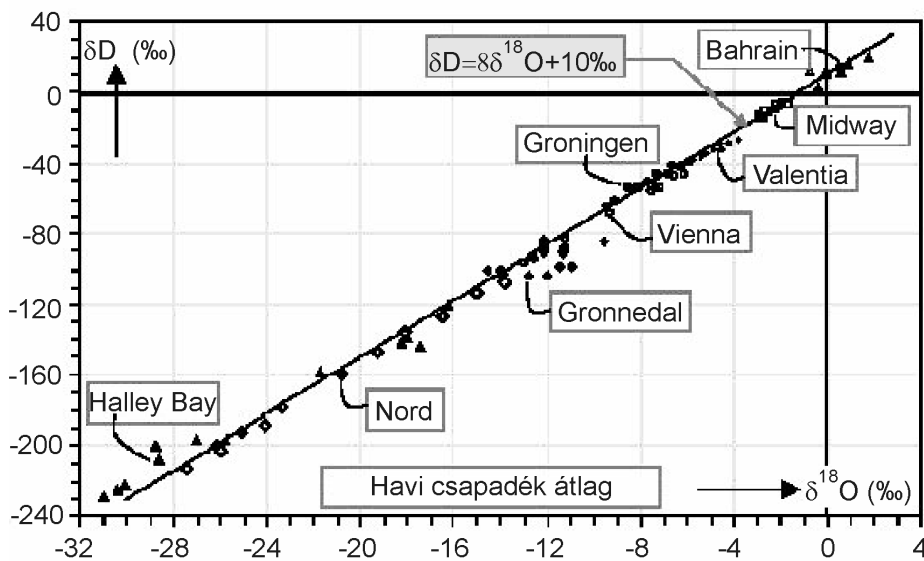
pl. párolgás esetén először nagyobb valószínűséggel a „könnyebb” molekulák párolognak el. (Clark és Fritz 1997).

A mérések során az izotóparány-eltolódást (δ) vizsgáljuk, mely egy nemzetközileg elfogadott standardra, azaz a H és O esetében óceánvízre (VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water) vonatkoztatott ezrelékekben kifejezett izotóparány. A δ értéket a következőképpen számíthatjuk ki:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} * 1000$$

ahol R_{minta} és R_{standard} a minta és a standard azonos körülmények között mért izotóparányai. Tehát a delta érték azt jelenti, hogy a vizsgált mintáink hány ‰-kel tartalmaznak többet (pozitív érték), vagy kevesebbet (negatív érték) az adott elem nehezebb izotópjából, mint a standard. A standard izotóparányait nemzetközi összemérésben határozták meg a Potamac folyó torkolatánál vett vízminta hidrogén- és oxigénizotóp-arányai alapján.

A víz útjának nyomon követésére az oxigén és hidrogén izotóparányainak változása nyújt segítséget (Schoeller 1990). A Földön található víz nagyrészt csapadék eredetű. Mivel az adott helyen felszín alá szivárgott víz megőrzi eredeti izotóparányait, a vizek δD és $\delta^{18}O$ értékei az adott víz eredetéről tanúskodnak.



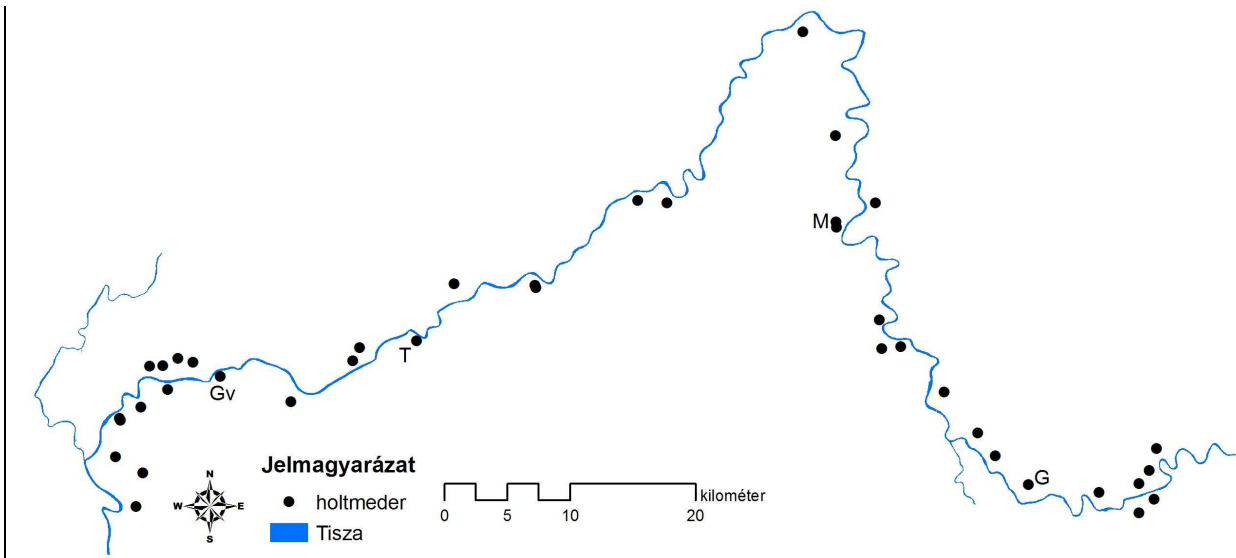
2. ábra. Egyetemes csapadékvonal (GMWL)

Ha a Föld különböző pontjain vett vízmintákon mért 2H (D) izotóparány-eltolódását ábrázoljuk a ^{18}O izotóparány-eltolódásának függvényében, akkor egyenest kapunk (Craig 1961). Ez az egyenes a GMWL (Global Meteoric Water Line), azaz egyetemes csapadékvonal, egy tapasztalati görbe, melyre az egész világon bárhol vett vízminták eredményei többé-kevésbé illeszkednek (2. ábra) Mivel kis eltérés mindenhol tapasztalható, helyi csapadékvonalak is kimérhetők.

3. Módszerek és mintaterület

Munkánk során a Tiszából 8 helyről és 45 holtmederből (1. ábra) gyűjtöttünk be felszíni vízmintákat összesen 3 alkalommal: 2005 októberében, 2006 májusában és 2006. augusztus végén. Majd 2008 augusztusában sikerült sorozatmintát vennünk az áradó Tiszából, közvetlenül a tetőzés után. 2008 novemberében négy hullámtéri holtmedret kiválasztva

(Gávavencsellő, Tiszahát, Mezőladány és Gulács településeknél) részletes vizsgálatokba kezdünk: mind a négy holtmeder esetében monitoringkutakat fúrtunk a már elhagyott mederrészben, valamint a holtmeder és a Tisza között. A kutakból, a holtmedrekből és a Tiszából is mintát vettünk.



1. ábra. A mintavételi pontok a Felső-Tisza-vidéken
 Gv: Gávavencsellő, T: Tiszahát, M: Mezőladány, G: Gulács

A vízmintákat stabilizotóp-arány meghatározásnak vetettük alá, mert ennek segítségével következtethetünk a vizek korára, a párolgás mértékére, így eredetükre is. Megvizsgáltuk az izotóparány-eltolódást (δ) a ^{18}O és a D (^2H) esetében. Erre az MTA ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában (HEKAL) került sor.

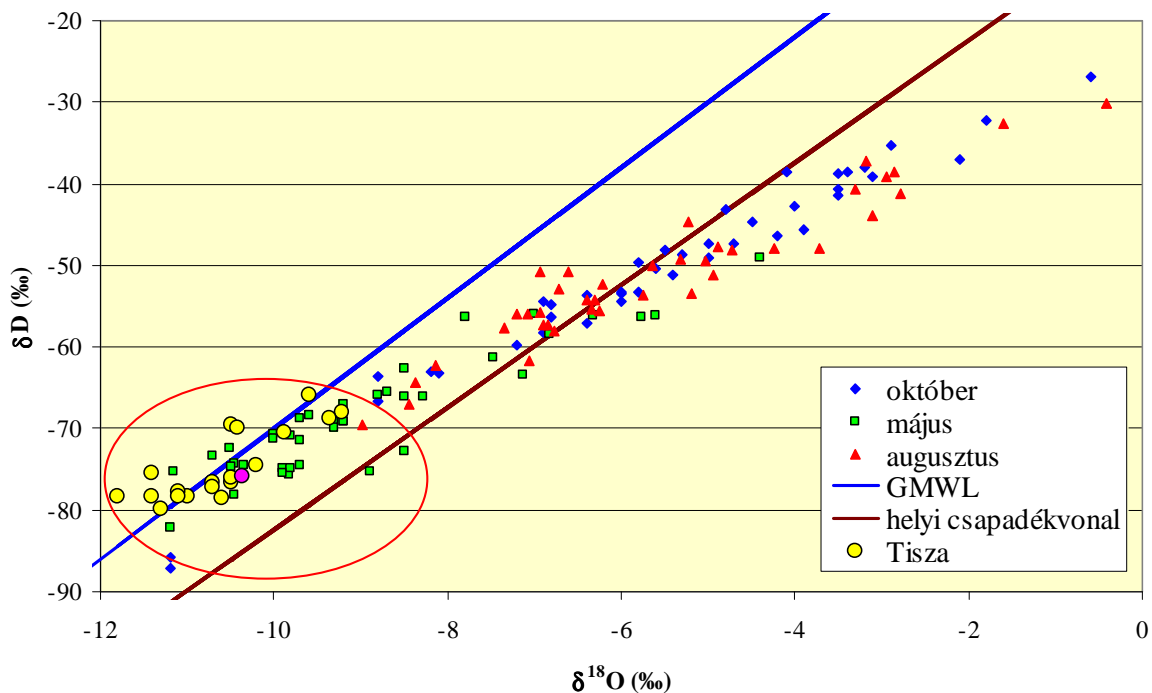
Az eredmények értékelése során célul tűztük ki, hogy megállapításaink egy részét statisztikai módszerrel is igazoljuk. Ehhez az SPSS 15.0 programot használtuk. Ward módszer segítségével klaszteranalízist hajtottunk végre: külön-külön mindhárom mintavétel d^{18}O és dD adatainak felhasználásával a holtmedrekből klasztereket alakítottunk. Az osztályozás helyességét diszkriminancia analízissel ellenőriztük. Ezt követően megvizsgáltuk, hogy ezekben a klaszterekben az egyes mintavételekkel mért izotóparány-eltolódások milyen összefüggést mutatnak.

4. Eredmények

A Tiszáról már számos kutatást végeztek, így izotópanalitikai szempontból is megvizsgálták. A korábbi évek mérései alapján a Tisza vizéből származó mintákról megállapították, hogy stabilizotóp-arányai jellegzetesen szűk határok között mozognak (Fűrj 2005), így az általunk vett minták esetében könnyen meg lehet mondani, hogy tényleg Tisza-vízről van-e szó. A Tisza vizének legjelentősebb forrása a magashegységekben lehullott hó elolvadása, valamint a csapadék. Mivel a hó delta értéke valamivel negatívabb az esőénél, hóolvadáskor kissé negatívabb értéket kaphatunk vizsgálataink során. Azonban a magyarországi esők, a stabilizotóp-arányaik alapján, nem okoznak kimutatható változást a Tisza esetében.

Ha a szokásos formában ábrázoljuk az izotóparány-eltolódásokat, azaz a δD értékeket a $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek függvényében (3. ábra), érdekes következtetéseket vonhatunk le. Ezen az ábrán eltérően ábrázoltuk az októberi, májusi és augusztusi holtmeder minták eredményeit, de

a Tisza vizéből vett minták eredményeit nem választottuk szét hónapokra, mert mindhárom alkalommal nagyon hasonló értékeket kaptunk. Az ábrán segítségünkre van még az egyetemes csapadékvonal (GMWL) és a helyi csapadékvonal is. A helyi csapadékvonal esetében a Debrecenben 2001. január 1. és 2004. január 1. között hullott havi csapadék izotóparányainak átlagai alapján számolt, az ATOMKI HEKAL korábbi méréseiből előállított helyi csapadékvonalat használtuk. Ez a csapadékvonal a kis távolság miatt jó közelítéssel a Felső-Tisza-vidékre is érvényes. A Tisza vizének eredményei az egyetemes csapadékvonalon helyezkednek el, mely olvadékvíz eredetre enged következtetni, míg a holtmedrek eredményei megközelítőleg a debreceni csapadékvonal közelében találhatók, ami helyi csapadék eredetre, az októberi-májusi, illetve a májusi-augusztusi mérések eltérése pedig gyenge bepárlódásra utal (valamennyi izotóparány a helyi csapadékvonalhoz képest is pozitív irányba tolódott el). Ha a Tiszából közvetlenül származna a holtmedrek vize, a folyamatos vízutánpótlás miatt nem térnének el a holtmedrek és a Tisza vizének eredményei, tehát nem tapasztalhatnánk bepárlódást.



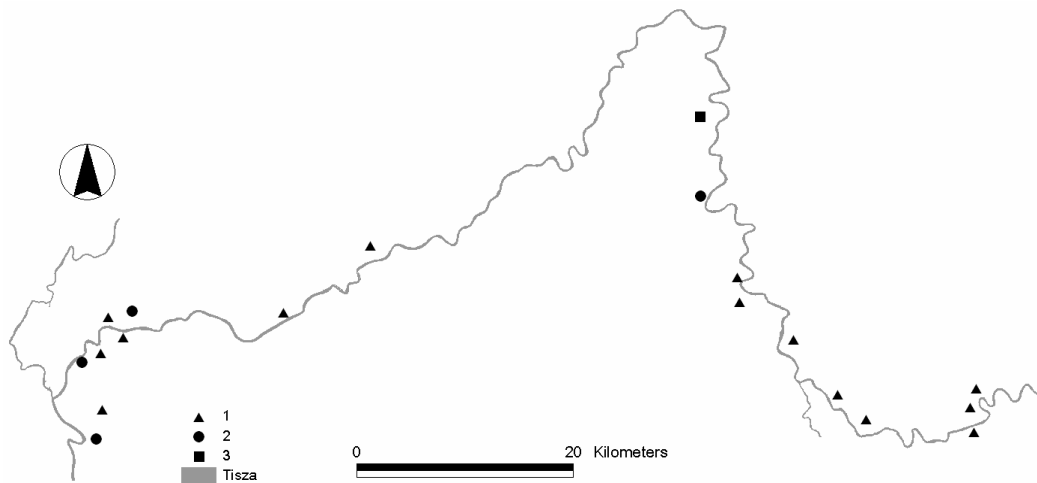
3. ábra. A minták izotóparány-eltolódásai

A 3. ábrán jól elkülönülnek a hullámtéri és a mentett oldali holtmedrek a 2006 tavaszi áradást követő mintavételi időszakban. A bekeretezett májusi adatpontok a hullámtéri holtmedrekből származnak, láthatjuk, hogy a Tisza a vizüket az áradás során megújította. A bekeretezett részen kívüli májusi pontok mentett oldali holtmedrek, melyek izotóparányai sokkal pozitívabbak a hullámtéri holtmedreknél, melyből arra következtethetünk, hogy vizük jobban bepárlódott, vagyis nem frissült a Tisza áradásával, csak csapadékvíz és felszíni összefutó vizek által. Ezt az is igazolja, hogy az olvadt hó delta értéke kissé negatívabb az esővénél.

Klaszteranalízis segítségével az októberi és augusztusi mintavétel esetében 3-3, illetve a májusi mintavétel esetében 2 osztályt alakítottunk ki. Az ellenőrzés során a diszkriminancia analízis 97% (október), 94% (május) és 97% (augusztus) pontosságot hozott, vagyis az

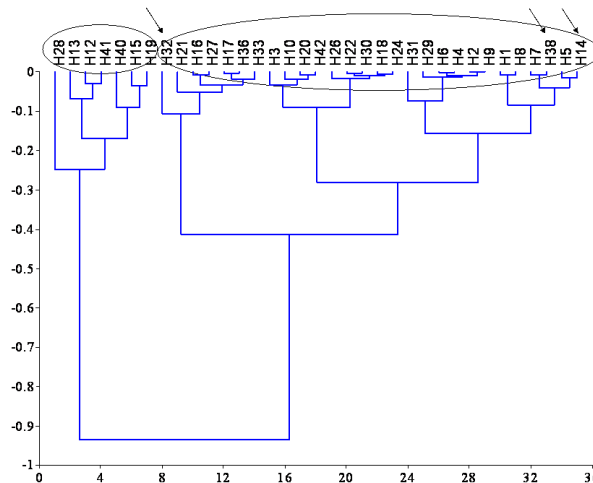
osztályok statisztikailag megállják a helyüket. A következő lépésben jelentést adtunk az egyes osztályoknak.

Az augusztusi és októberi minták osztályba sorolásának eredménye kissé eltér egymástól. Közülük a legkevésbé bepárlódott klaszterek 77%-ban, az átmenetiben 50%-ban és a leginkább bepárlódottak 60%-ban egyeznek meg. Ez természetes, mivel a mintavétel nem ugyanabban az évben történt, és a tiszai áradások sem, valamint a csapadék- és párolgásviszonyok sem voltak ugyanolyanok. Vagyis az egyes holtmedrek átrendeződése az átmeneti és bepárlódott (valamint kisebb arányban a nem bepárlódott) csoportok között természetesnek tekinthető. A jelenlegi vizsgálatok alapján úgy véljük, hogy azok a holtmedrek képezik a stabil besorolásúakat, amelyek besorolása nem változik a két időpontban, figyelembe véve azt is, hogy a környezeti feltételek különbözőek (4. ábra).



4. ábra. A stabil besorolású holtmedrek (1: nem bepárlódott, 2: átmeneti, 3: bepárlódott)

A májusi mintavételnél (5. ábra) azért tértünk el a 3 klaszteres megoldástól, mert feltételezésünk szerint a tavaszi áradás során a hullámtéren belüli holtmedrek vize elvileg ugyanolyan izotóparányokkal jellemezhető, míg a mentett oldaliak egy ettől eltérő csoportba kell, hogy tartozzanak. Itt tehát egy tiszai vízzel feltöltött holtmedrekből álló és egy a Tiszával kapcsolatban nem álló csoport elkülönülését vártuk. Az eredmények ezt a várakozásunkat alá is támasztják, de a két elkülönülő klaszterben a hullámtéri holtmedrek között találunk 3 (nyilakkal jelölt) mentett oldalit is. Az eltérések azonban épp azokat a holtmedreket azonosítják, amelyek vízpótlása a relatív helyzettel nem magyarázható. Ezek a Zalkod melletti, a zsurki és a nagyari holtmedrek voltak. Mindhárom esetben egyértelműen vízbevezetés van (csatornából, illetve a holtmeder mederágának kavicsos szivárgó rétegein keresztül).



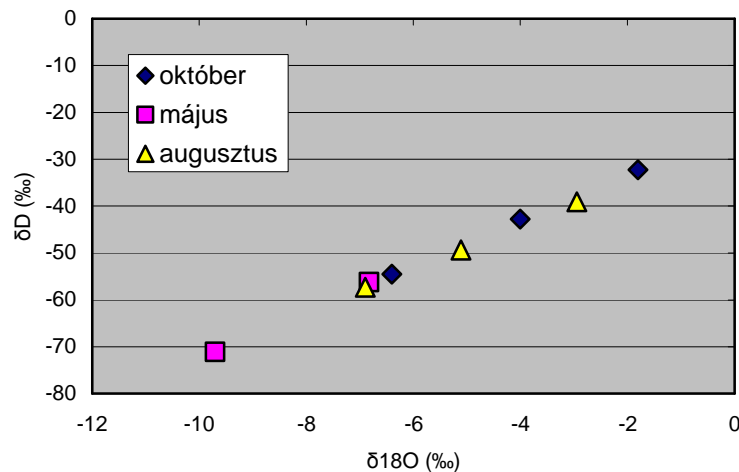
5. ábra. A májusi mintavétel stabilizotóp-vizsgálatának dendrogramja

A középérték mutatói közül a mediánt választottuk ki az elemzéshez, mivel a változók egy része nem normál eloszlású volt. Az 1. táblázatban összefoglaltuk a $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek klaszterenként összesített mediánjait, ahol már jelentéssel is elláttuk az egyes klasztereket.

1. táblázat. A klaszterek stabilizotópjainak mediánjai

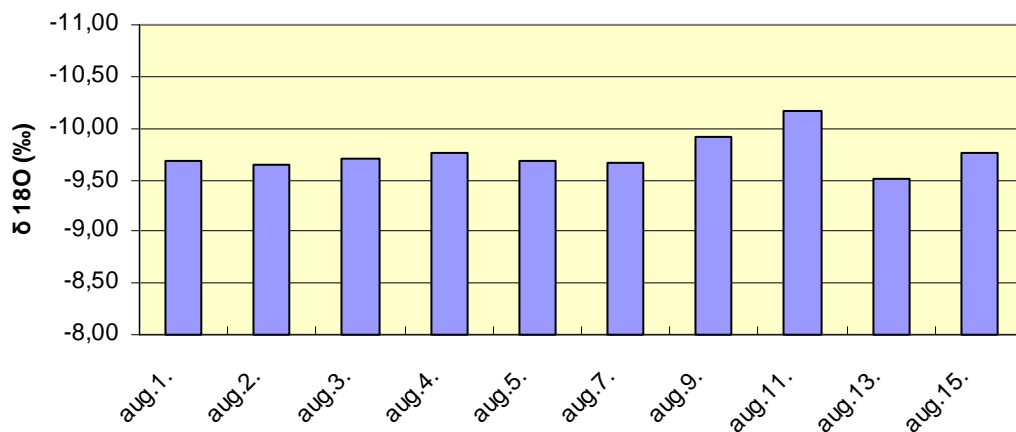
mintavétel	klaszterek	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
október	nem bepárlódott	-6.4	-54.5
	átmeneti	-4	-42.8
	bepárlódott	-1.8	-32.3
május	nem bepárlódott	-9.7	-71.1
	bepárlódott	-6.828	-56.2
augusztus	nem bepárlódott	-6.898	-57.302
	átmeneti	-5.108	-49.344
	bepárlódott	-2.941	-39.094

A 6. ábrán mindhárom mintavétel klasztereinek medián értékeit ábrázoltuk, ahol a különböző színek a mintavételeket jelentik, maguk a pontok pedig az ahhoz tartozó klasztereket. Láthatjuk, hogy ezek is kb. egy egyenesen helyezkednek el; a májusi pontok a legnegatívabbak, az októberi pontok pedig a legpozitívabbak. E szerint a klaszteranalízis is alátámasztja azt a feltevést, miszerint egyes holtmedrek közvetlen kapcsolatban állnak a Tiszával, míg mások az áradásokon kívül nem kapnak utánpótlást a Tiszából.



6. ábra. A klaszterek mediánjai a 3 mintavételi időpontban

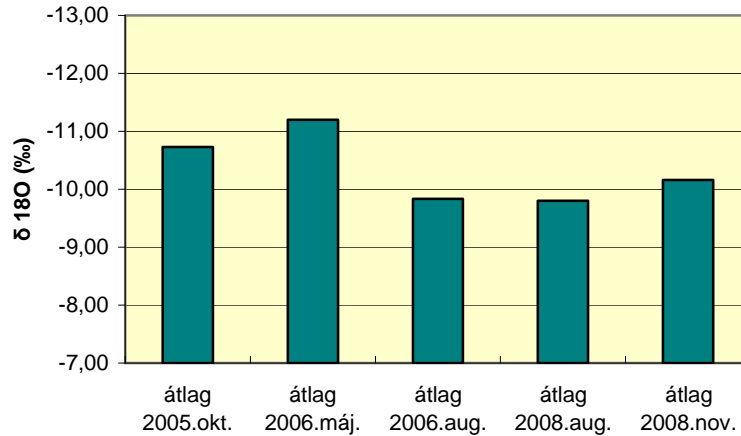
A következőkben áttérünk a 2008-as mintázási időszak eredményeinek bemutatására. A 7. ábrán az augusztusi sorozatminta diagramját láthatjuk. Azért csak a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket tüntettük fel, mert a vízmolekulák egyszerre tartalmazzák az O és H atomokat, ezért az izotóparány-eltolódás értékeik között egyenes arányosság van, vagyis egyszerre változnak. A mintákat aug. 1-én kezdtük el venni, ekkor tetőzött a Tisza, kb. 1,2 m-rel az I. fokú árvízvédelmi készültségi szint felett. A mintákat napi rendszerességgel vettük aug. 5-ig (ekkor csökkent a vízszint I. fokú árvízvédelmi készültségi szint alá), ezután pedig kétnaponta aug. 15-ig, amikor már visszaállt a Tisza az átlagos vízmagasságára. Az ábra alapján láthatjuk, hogy az árvíz levonulása és maga az árvíz sem befolyásolja jelentősen az izotóparány-eltolódásokat, az eredmények ilyenkor is szűk határok között mozognak.



7. ábra. A Tisza izotóparány-eltolódás értékei Timárnál

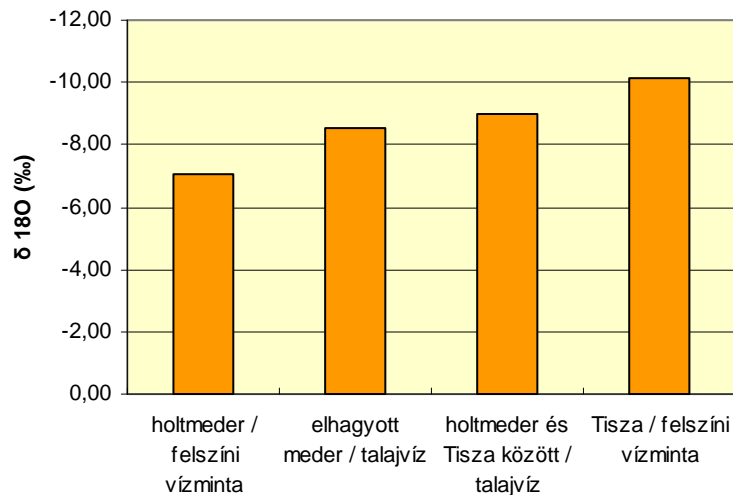
Az előző ábra kiegészítéseként szeretnénk bemutatni a következőt (8. ábra) is. Ezen az ábrán átlagoltunk a 2008. augusztusi eredményeket, valamint az első három mintavétel Tiszára vonatkozó adatait is. Ez az ábra is azt bizonyítja, hogy a Tisza viszonylag egységes képet mutat a stabilizotópok alapján. A két augusztusi mintavétel eredményei csaknem azonosak (a 2006-os -9,83; a 2008-as -9,80), pedig a 2006-os minták a Felső-Tisza 8 különböző pontjáról lettek véve. A 2006. májusi adatsor lóg ki egy kicsit. Ez azzal

magyarázható, hogy a Tiszán ekkor a hóolvadásból származó víztöbblet vonult le, és mi ennek az utóhatását mértük ki akkor (a hó δ értéke negatívabb az esőénél).



8. ábra. A Tisza izotóparány-eltolódás értékeinek összehasonlítása

2008 novemberében négy települést választottunk ki. Gávavencsellőre, Tiszahátra, Mezőladányra és Gulácsra esett a választás, mivel a jó megközelíthetőség volt a fő szempont, és az, hogy viszonylag távol legyenek egymástól. A 9. ábrán együtt értékeltük az izotóparányokat a négy település esetében. Láthatjuk a talajban végbemenő fokozatos átmenetet a Tisza és a holtmedrek között. Vagyis a vízvezető rétegeken keresztül, különösen a már elhagyott folyómederben, végbemehet a Tisza vizének szivárgása. Ami igazából végbe is megy, de az eredmények alapján nem jut be a holtmederbe, hiszen annak δ értéke jóval pozitívabb, mint a Tiszáé. A szivárgás, mozgás közben azonban párologhat a víz, így az izotóparányok is pozitív irányba tolódnak. Az eredményekből arra is következtethetnénk, hogy a Tisza vize elér a holtmedrekhez, és a tavi vízmozgás, valamint a párolgás következtében tolódnak az értékek pozitív irányba, de a talajvíz magassága ezen holtmedrek fenékszintje alatt van.



9. ábra. A felszíni víz- és talajvízminták összehasonlítása

5. Összegzés

A felső-tiszai holtmedrek felszíni vízmintáinak izotópanalitikai vizsgálatai során megállapítottuk, hogy a Tisza vizének vizsgált jellemzői jelentősen elkülönülnek a holtmedrek paramétereitől. A legnagyobb hasonlóság is csak a 2006. tavaszi áradás levonulása után vett minták eredményeinél vehető észre. E minták közül is csak a hullámtéri holtmedrek stabilizotóp-arányai hasonlítanak a Tiszához (egyetemes csapadékvonalon helyezkednek el). Tehát a holtmedrek nagy része valószínűleg csak akkor lép kapcsolatba a Tiszával, amikor az kilép a medréből és elárasztja a hullámteret.

A holtmedrek többségében a felszín alatti kapcsolat is kizárható, mert ha mégis lenne, nyomait az izotóparány-eltolódások mérése során észlelnünk kellett volna, ehelyett mi folyamatos, pozitív irányba való eltolódást tapasztaltunk. Egyes holtmedrek esetében azonban az izotóparányok a nyári meleg hatására csak kevésbé tolódtak el pozitív irányba, ami azt bizonyítja, hogy ezek vízkészlete felszín alatti szivárgással a Tiszából táplálkozhat, ezért a csapadékszegény időszak alatt sem észlelhető olyan mértékű bepárlódás, mint azoknál a holtmedreknél, amelyek utánpótlásra csak a csapadékból számíthatnak.

Ezeket a megállapításokat statisztikai módszerrel is alátámasztottuk. A klaszterek mediánjainak ábrázolása során megmutatkoztak a különböző bepárlódottsági fokú csoportok mindhárom mintavételi időszakban.

A talajvízminták mérésével a holtmedrek vízpótlásának vizsgálata más szemszögből is megközelíthető. Eszerint a talajban végbemehet olyan (lassú) áramlás, amelyet a holtmeder vízmintáiban már nem tudunk kimutatni.

A kutatást a 68566 sz. OTKA támogatta.

6. Irodalomjegyzék

- Braun M. 1998. Tavak, lápok és a környezet múltbeli állapotváltozásainak történeti rekonstrukciója az üledék elemösszetétele alapján, PhD értekezés, KLTE, Debrecen, 133 p.
- Craig, H. 1961: Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133: 1702-1703.
- Clark I.D. – Fritz P. 1997: *Environmental isotopes in Hydrogeology*. CRC Press, Boca Raton, USA, 328 pp.
- Fűrj D. 2005. Izotóp-hidrológiai vizsgálatok a Tisza mentén. Diplomamunka. Debreceni Egyetem. 63 p.
- Pálfi I. 2001. Magyarország holtágai, Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, Budapest, 82 p.
- Schoeller D. 1990. Changes in isotopic background. In: Prentice, A. M. ed.: *The Doubly-labelled Water Method for Measuring Energy Expenditure*. International Atomic Agency. Vienna
- Schoeller D. – Coward A. 1990. Isotope fractionation corrections. In: Prentice, A. M. ed.: *The Doubly-labelled Water Method for Measuring Energy Expenditure*. International Atomic Agency. Vienna
- Svingor É. – Balogh K. 2003. A stabilizotópok és nemesgázok szerepe vízbázisok vizsgálatában. In: Kiss Á. Z. (szerk.): *Fejezetek a környezetfizikából*, Kossuth Egyetemi kiadó, Debrecen, p. 227-275.
- Wittner I. – Dévai Gy. – Kiss B. – Müller Z. – Miskolczi M. – Nagy S. A. 2004. A Felső-Tisza menti holtmedrek állapotfeltárása. 1. rész: Állapotfelmérés, *Hidrológiai Közöny*, 2004. 84. évf.
- Wittner I. – Dévai Gy. – Kiss B. – Müller Z. – Miskolczi M. – Nagy S. A. 2005. A Felső-Tisza menti holtmedrek állapotfeltárása. 2. rész: Állapotértékelés, *Hidrológiai Közöny*, 2005. 85. évf.

Fémek mobilizációjának vizsgálata savas kioldással a Tisza hullámterén

Gosztonyi Gyöngyi¹ – Braun Mihály²

¹Debreceni Egyetem, Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, 4032 Debrecen Egyetem tér 1.,
gosztonyi.gyongyi@gmail.com,

²Debreceni Egyetem, Szervetlen és Analitikai kémiai Tanszék, 4032 Debrecen Egyetem tér 1.,
braun@tigris.klte.hu

BEVEZETÉS

A Tisza hazánk második legnagyobb folyója, mely mentén sok olyan tevékenységet folytatnak, amelyet potenciális szennyező forrásként tarthatunk nyilván. A folyó felső szakasza környékén a különböző fémércek bányászata és feldolgozása már a középkorban is számottevő volt. Ezekben a bányákban a szennyező anyagokat nagy mennyiségben tartalmazó zagyot időről időre a folyóba eresztik, rendszerint a folyók, patakok nagyvize idején, így az oldott állapotban lévő szennyezők felhígulva kerülnek be a felszíni vizekbe (Winkelman-Oei et al., 2001). A hullámtéren kiülepedve azonban a kolloidokhoz kötött szennyezők – főként a fémek – felhalmozódhatnak, azonban amíg a talaj kémhatása a lúgos tartományban van, nem okoznak nagy problémát. A természetes körülmények között (növényi anyagok bomlástermékei, fokozott kilúgzás hatására) előforduló talajsavanyodás mellett a napjainkban egyre számottevőbb környezetszennyezést is meg kell említenünk. A nagymértékű ipari fejlődésnek és a közlekedésnek köszönhetően jelentősen megnőtt a légkörbe kerülő savképző anyagok (NO_x , SO_2 , SO_3) mennyisége, melyek a csapadékkal vagy száraz kiülepedéssel a talajba kerülve növelhetik annak oxóniumion koncentrációját (Horváth, 1986). A talajokban pH-csökkenés hatására az egyébként talajkolloidokon kötött fémek mobilizálódhatnak, mivel a hidrogénionok kiszoríthatják a fémionokat a humuszmolekulák és az agyagásványok felületén elfoglalt helyeikről. A kolloidokról deszorbeált fémeknek megnő a biológiai hozzáférhetősége és bekerülve a táplálékláncba az élőlények egyre nagyobb koncentrációban halmozzák fel ezeket (Papp és Kümmel, 1992), valamint oldatba kerülve eljuthatnak olyan területekre is, melyekre addig nem volt jellemző számottevő fémszennyezés. Mezőgazdasági művelés alatt álló területeken a szakszerűtlen, túlzott műtrágyázás és a nem megfelelő talajművelés is okozhatja a talaj savanyodását (Kádár, 1993).

A talajsavanyodás mértéke a talaj eredeti kémhatásától, valamint annak „pufferkapacitásától” függ. Ezt viszont a talaj számos fizikai és kémiai tulajdonsága határozza meg (agyagtartalma, agyagásványösszetétele, szervesanyag-tartalma stb.; Szabó, 2001).

A savasodás következményei lehetnek még: a talajszerkezet leromlása, a talaj víz- és levegőháztartásának, vízgazdálkodásának kedvezőtlené válása, valamint a biokémiai és mikrobiológiai folyamatok visszaszorulása (Stefanovits et al., 1999).

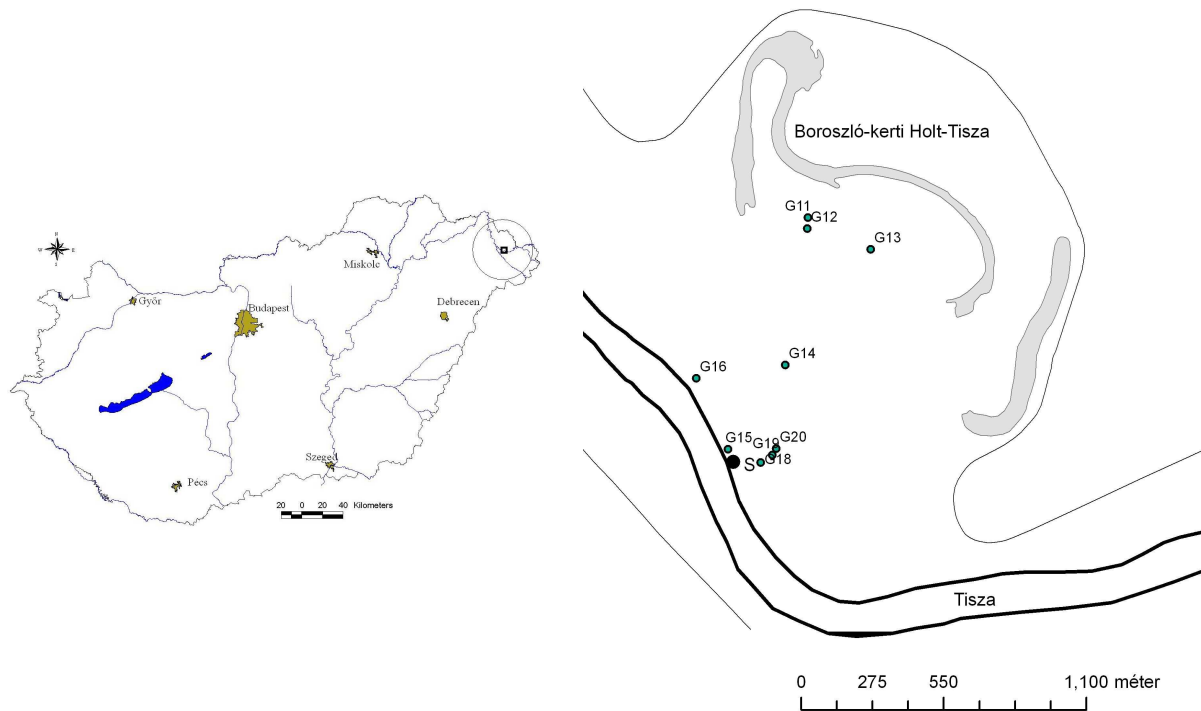
Ebben a munkában két fém mobilizálódását mutatjuk be, a cinkét és a mangánét. Mindkét fém fontos esszenciális tápelem a növények számára, talajoldatba kerülésük pH-függő folyamat. A fémek kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy egy könnyebben és egy nehezebben mobilizálható elemet mutassunk be. A cink erősen kötődik a talaj felső rétegében feldúsuló szerves anyagokhoz, de a savanyodás hatására ez az egyik legmozgékonyabb fém (Csillag et al. 1998, Szabó és Szabó, 2004). A mangán különösen töményebb savas terhelés hatására bizonyul könnyen mobilizálhatónak (Szabó 2004).

Célkitűzéseink között elsősorban a feltalaj fémtartalmának meghatározása szerepel a vizsgált Felső-Tisza vidéki mintaterületen, illetve hogy az általános talajtulajdonságok ismeretében, különböző savas terhelés hatására milyen mennyiségben és milyen arányban mobilizálódnak ezek a fémek.

MÓDSZEREK ÉS MINTATERÜLET

2006 nyarán 10 felszíni (10 részmintából álló) átlagmintát gyűjtöttünk be, 0-25 cm mélységből, Gulács térségéből a Tisza hullámteréről (kb. 701 fkm). A terület a Beregi-sík déli részén helyezkedik el, a Tisza mentén. A mintázott terület a Boroszló-kerti Holt-Tisza környéke. A mintavétel pontos helyét GPS-szel határoztuk meg (1. ábra). A minták felét szántó, felét pedig gyümölcsös területhasználatú területekről vettük.

A kistáj talajainak 96 %-a öntésagyagokon képződött hidromorf talaj. A kistáj déli részén, ahol Gulács is fekszik, kovárványos barna erdőtalaj is megfigyelhető (Marosi és Somogyi, 1990).



1. ábra. A vizsgálati terület elhelyezkedése és a talajmintavételi helyek a Boroszló-kerti Holt-Tisza térségében

S: talajszelvény; G11-20: felszíni talajminták; —: gát

A mintákat még a helyszínen megtisztítottuk a nagyobb szerves anyag törmeléktől, majd szárítószekrényben 105 °C-on 24 óráig szárítottuk. Ezután 2 mm-es lyukméretű szitán átszitáltuk és dörzsmozsárban homogenizáltuk (MSZ-08-1722/3-1989).

A talajminták szemcseösszetételét Köhn-pipettás módszerrel, a kalcium-karbonát (CaCO_3) tartalmat Schiebler-féle kalciméterrel, a humusztartalmat pedig Tyurin módszerével határoztuk meg. Ezen kívül az érvényes magyar szabványoknak megfelelően (MSZ-08-0210:1977, MSZ-08-0205:1978, MSZ-08-0206-2:1978) megmértük a minták aktív és potenciális savanyúságát ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, pH_{KCl}).

A talajsavanyodás fémek mobilitására gyakorolt hatásának vizsgálatát salétromsavval, ötféle savkoncentrációval (deszt. víz; 0,001 M; 0,01 M; 0,05 M; 0,1 M) és háromféle expozíciós idővel (1 óra, 1 nap, 1 hét) végeztük el. Az összes savoldható fémtartalmat az MSZ-08-1722-3:1989 magyar szabványnak megfelelően határoztuk meg cc. $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$ -feltárással. A talajok fémtartalmát ICP-OES készülékkel határoztuk meg az Analab Kft. laboratóriumában.

Az adatok feldolgozása Microsoft Excel és SPSS for Windows 16.0 programokkal történt. Az adatok normál eloszlását Shapiro-Wilks teszttel vizsgáltuk és mivel a vizsgált változók (Mn, Zn, szemcseösszetételi frakciók, humusztartalom, pH, CaCO_3 -tartalom) egyike sem felelt meg ennek a kritériumnak, a továbbiakban nem paraméteres próbákat alkalmaztunk. Az egyes csoportokon belüli

különbségek kimutatásához Mann-Whitney próbát, a korreláció vizsgálatban pedig a Spearman's rho-t használtuk.

EREDMÉNYEK

A mintaterületről származó minták talajtulajdonságait az 1. táblázat foglalja össze. Kis agyagtartalmú, homokos-iszapos minták semleges, gyengén savanyú kémhatással és változó humusztartalommal.

1. táblázat A vizsgált minták talajtulajdonsága területhasználat szerint átlagolva

Terület-haszn.	Homok %	Iszap %	Agyag %	Humusz %	pH (H ₂ O)	CaCO ₃ %
szántó	47,9 ± 2,7	41,0 ± 2,3	11,0 ± 0,7	3,6 ± 0,2	6,8 ± 0,2	6,0 ± 0,6
gyümölcsös	37,5 ± 2,4	50,9 ± 1,7	11,4 ± 0,9	6,1 ± 0,3	6,9 ± 0,1	4,8 ± 0,4

Vizsgálataink során különböző koncentrációjú (deszt. víz; 0,001 M; 0,01 M; 0,05 M; 0,1 M) és expozíciós idejű (1 óra, 1 nap, 1 hét) savas terhelések hatását figyeltük meg. Természetes körülmények között ilyen mértékű savterhelés nem fordul elő, leggyakrabban ipari területeken a jelentős környezetszennyezés hatására történhet ilyen arányú elsavanyodás. A fémek mobilizációjának vizsgálata azonban nem szennyezett talajokon legalább olyan fontos, mivel így megtudhatjuk, hogy az ilyen talajok hogyan reagálnak a savas kezelésekre.

Az 2. táblázatban összefoglaltuk a savas kezelések által kioldott fémek átlagos koncentrációit a vizsgált területen. Az adatokból jól látszik, hogy a sav koncentrációjának és az expozíciós idő növelésével a kioldódott mennyiség egyaránt növekszik.

2. táblázat. A különböző töménységű savkezelések és expozíciós idők hatása az elemek mobilizációjára (10 minta átlaga)

Időtartam	Cink (mg/kg)			Mangán (mg/kg)		
	1 óra	1 nap	1 hét	1 óra	1 nap	1 hét
deszt.víz	0,007 ± 0,003	0,019 ± 0,01	<0,001	<0,001	<0,001	0,070 ± 0,04
0,001 M	1,168 ± 0,4	1,146 ± 0,5	1,876 ± 0,8	20,26 ± 6,1	33,71 ± 11,6	79,27 ± 12,1
0,01 M	9,659 ± 1,7	13,58 ± 1,8	20,33 ± 2,6	126,6 ± 7,8	317,1 ± 18,2	543,0 ± 32,6
0,05 M	12,04 ± 1,8	17,89 ± 2,4	27,55 ± 3,7	165,0 ± 11,4	393,1 ± 23,6	634,5 ± 35,8
0,1 M	12,08 ± 1,9	21,89 ± 2,9	29,33 ± 4,0	180,5 ± 13,4	472,9 ± 25,2	631,1 ± 34,3
roncsolt		102,7 ± 5,9			909,6 ± 44,6	

A talajok fémtartalma

A minták cinktartalma 74,1 és 141,3 mg/kg között változik, átlagosan 102,7 mg/kg. Ez az érték nem haladja meg a 200 mg/kg-os szennyezettségi értéket (10/2000 VI.2. KöM-EüM-FVM-KHVM rendelet).

Az 1 óra alatt desztillált víz hatására kioldódott mennyiség közel nulla, és a 0,001 mólos salétromsav is csak az összes savoldható cinkmennyiség töredékét mobilizálja (átlagosan 1%-át). 0,01 mólos sav hatására 1 óra alatt a talaj cinktartalmának már 9,4%-a oldódik ki, ennél az extrakciós időnél a legtöbb cinket a 0,1 mólos sav oldja ki (11,8%), azonban ez csupán néhány század %-kal több, mint a 0,05 mólos sav által mobilizált mennyiség (11,7%). Az 1 napos és az 1 hetes expozíciós időket megfigyelve látható, hogy a desztillált víz által mobilizált cink mennyisége közel nulla, és a 0,001 mólos savas terhelés is alig változtat valamit a koncentráción az idő függvényében. A többi savkoncentráció esetén azonban látható, hogy az idő függvényében minden esetben nő a koncentráció. 1 nap alatt a 0,01 mólos

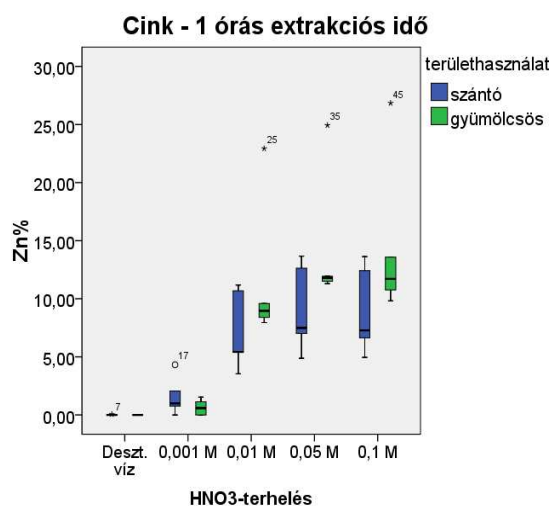
sav hatására 13,2%, egy hét alatt már 19,8% mobilizálódott. A 0,05 mólos és a 0,1 mólos savas terheléseknél ezek az értékek rendre 17,4% és 26,8%, illetve 21,3% és 28,6%.

Területhasználat szerint a gyümölcsösből származó mintákban átlagosan nagyobb mennyiségű cink mobilizálódik, de a szántóterületeken a fém átlagos összkoncentrációja is kisebb (90,6 mg/kg), mint a gyümölcsösökben tapasztalt mennyiség (114,9 mg/kg). Megfigyelhető, hogy a koncentráció és az expozíciós idő növekedésével a kioldódott cink mennyisége mindkét területen nő. (2., 4. és 6. ábra)

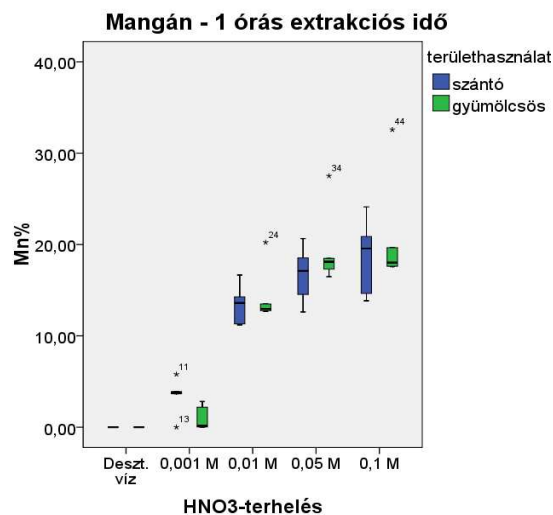
A mangán koncentrációja a talajmintákban átlagosan 909 mg/kg, a legkiugróbb érték 1234 mg/kg. Ez átlagosnak mondható, szennyezettnek a 4000 mg/kg feletti mennyiséget tartalmazó talaj tekinthető (Simon, 1999).

Savas terhelés hatására a mangán a cinknél sokkal mozgékonyabbnak bizonyult. A desztillált vízben 1 óra alatt kioldódott mangán mennyisége ebben az esetben is közel nulla, és a sav koncentrációjának valamint az extrakciós időnek a növelésével sem emelkedik jelentősen. A 0,001 mólos salétromsav 1 óra alatt az összes savoldható mangán mennyiségének 2,2%-át mobilizálta, ez az érték az extrakciós idő növekedésével nő. A 0,01 mólos sav már 1 óra alatt is ugrásszerűen több mangánt oldott ki a talajból, mint a 0,001 mólos és ez a tendencia jellemző az 1 napos és az 1 hetes extrakciós idők esetén is. A töményebb savas terheléseket megfigyelve az idő függvényében látványosan nő a kioldott mangán koncentrációja. A 0,05 mólos sav 1 óra alatt a talaj mangántartalmának átlagosan 18,1%-át mobilizálta, 1 nap alatt ez az érték már 43,2%-ra ugrott, 1 hét alatt pedig 69,8%-os volt a kioldódás. A 0,1 mólos salétromsav 1 óra alatt 19,8%-ot, 1 nap alatt 52%-ot, 1 hét alatt pedig 69,4%-ot mobilizált.

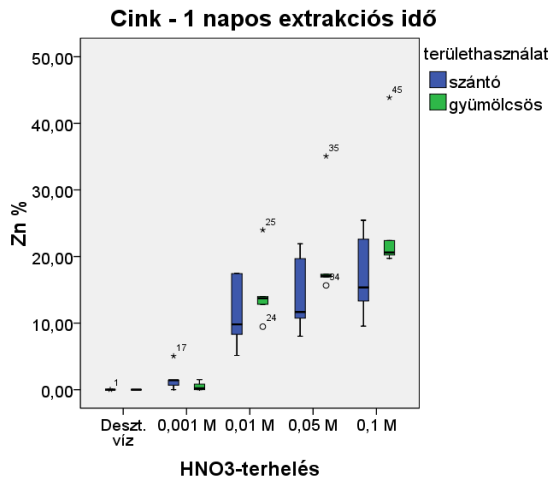
A különböző területhasználat különböző talajtulajdonságokat eredményez és ezek a különbségek a mangán mobilizációját is befolyásolják. A szántóterületeken ennek a fémnek a mennyisége is kevesebb, mint a gyümölcsösökben (838,2 és 981,1 mg/kg rendre). Megfigyelhető, hogy a gyümölcsösökben több fém oldódik ki, mint a szántóterületeken. Az alkalmazott sav koncentrációjának növekedésével egyre nagyobb mennyiségű mangán oldódik ki, és ugyanez a tendencia jellemző, ha az extrakciós idők függvényében figyeljük a kioldódást. (3., 5. és 7. ábra)



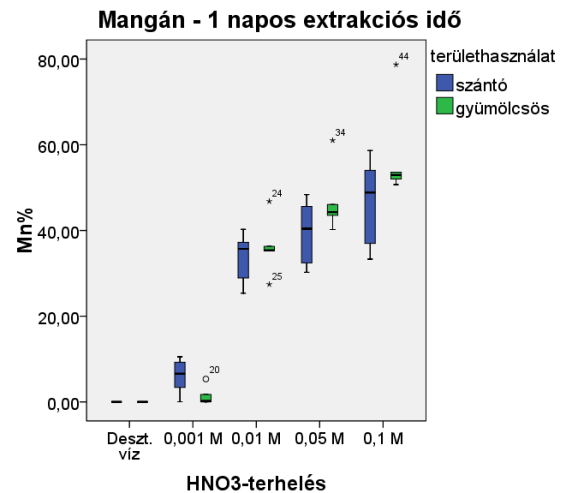
2. ábra. A különböző savterhelések hatására 1 óra alatt mobilizálódó cink mennyiségének %-os aránya a talaj összes savoldható cinktartalmához viszonyítva, területhasználat szerint (medián, félkvartilis terjedelem)



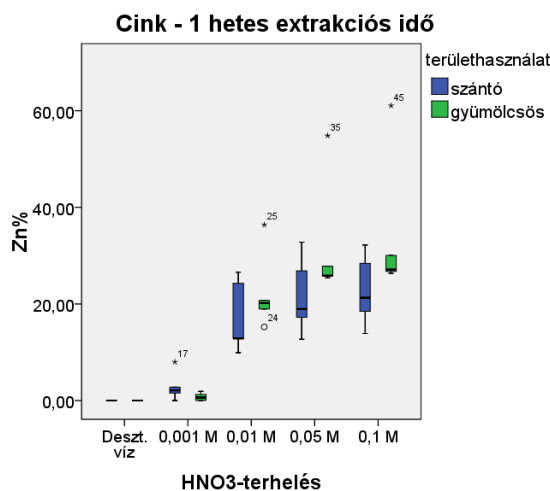
3. ábra. A különböző savterhelések hatására 1 óra alatt mobilizálódó mangán mennyiségének %-os aránya a talaj összes savoldható mangántartalmához viszonyítva, területhasználat szerint (medián, félkvartilis terjedelem)



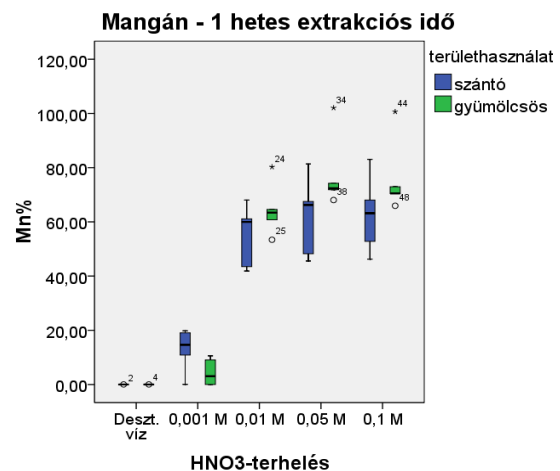
4. ábra. A különböző savterhelések hatására 1 nap alatt mobilizálódó cink mennyiségének %-os aránya a talaj összes savoldható cinktartalmához viszonyítva, területhasználat szerint (medián, félkvartilis terjedelem)



5. ábra. A különböző savterhelések hatására 1 nap alatt mobilizálódó mangán mennyiségének %-os aránya a talaj összes savoldható mangántartalmához viszonyítva, területhasználat szerint (medián, félkvartilis terjedelem)



6. ábra. A különböző savterhelések hatására 1 hét alatt mobilizálódó cink mennyiségének %-os aránya a talaj összes savoldható cinktartalmához viszonyítva, területhasználat szerint (medián, félkvartilis terjedelem)



7. ábra. A különböző savterhelések hatására 1 hét alatt mobilizálódó mangán mennyiségének %-os aránya a talaj összes savoldható mangántartalmához viszonyítva, területhasználat szerint (medián, félkvartilis terjedelem)

A fémmobilizáció értékelése extrakciós idők szerint

Az értékelés során először azt vizsgáltuk, hogy az extrakciós idők szerint van-e szignifikáns különbség a kioldódott mennyiségek között. Az eredményeket a 3. táblázatban foglaltuk össze. A 0,001 M-os savkoncentrációnál egyik fémnél sem számít a kioldási idő, nem jelentősek a különbségek. Ez felveti azt a gondolatot, hogy a desztillált víznél tapasztalt szignifikáns különbség az 1 napos – 1 hetes kioldás között, nem mérési hiba-e. Feltehetően erről van szó, mivel a detektálási határ közelében lévő kioldott mennyiségek szóródása akár szignifikáns különbséget is okozhat. Az erősebb savaknál,

pontosabban a töményebb savkioldásnál tapasztalt különbségek viszont már hihetők és érdekes eredményeket hoztak. A mangánál minden sav esetében számít a kioldási idő, a cinknél viszont a 0,01 M-os kioldástól kezdődően a 0,05 M-os savkoncentrációig csak az 1 hetes expozíció old jelentősebb mennyiséget, 0,1 M-nál pedig éppen ennek a kezelésnek nincs hatása. A mangánál tehát minden esetben várhatóan több fém mobilizálódna az expozíció növelésével, a cinknél pedig csak a 0,01-0,05 M-os kioldás esetén, a 0,1 M-osnál pedig már nem várható további mobilizáció.

3. táblázat. Az extrakciós idők különbségének szignifikanciája a mangán és cink esetében (félkövér kiemelés: $p < 0,05$)

	mangán		cink	
	1 óra – 1 nap	1 nap – 1 hét	1 óra – 1 nap	1 nap – 1 hét
DV	1,000	0,007	0,971	0,481
0,001	0,481	0,165	0,853	0,315
0,01	0,001	0,001	0,089	0,043
0,05	0,001	0,001	0,063	0,023
0,1	0,001	0,019	0,011	0,063

A fémmobilizáció értékelése savkoncentrációk szerint

Savkoncentrációk szerinti bontásban azt tapasztaltuk, hogy a gyengébb savak által kioldott mennyiségek szignifikánsan különböznek (a desztillált víz által mobilizált mennyiségeket most is fenntartással kezeltük). Az eredményeket a 4. táblázatban foglaltuk össze. A 0,01-0,05 M-os kioldás csak a mangán 1 órás és 1 napos expozíciójánál hozott szignifikáns különbséget, a többi esetben nem.

4. táblázat. A különböző koncentrációjú savak által kioldott fémkoncentrációk különbségének szignifikanciája (félkövér kiemelés: $p < 0,05$)

	mangán			cink		
	1 óra	1 nap	1 hét	1 óra	1 nap	1 hét
DV-0,001	0,002	0,001	0,001	0,015	0,015	0,001
0,001-0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
0,01-0,05	0,011	0,029	0,052	0,123	0,280	0,143
0,05-0,1	0,393	0,043	0,796	0,912	0,190	0,529

Az eredmények a tendenciákat tekintve összhangban vannak a Szabó et al. (2007) munkájában tapasztaltakkal, vagyis a nagyobb savkoncentráció és a hosszabb expozíciós idő nem feltétlenül eredményez szignifikánsan több mobilizált fémeket.

Korrelációk

A valószínűségi szint a közölt korrelációs együtthatók mindegyikénél $p < 0,05$. A desztillált vizes kioldás hatására a talajtulajdonságok közül a cink az apró homok (0,1-0,2) frakcióval, a finom homok (0,05-0,1) frakcióval pozitívan ($r=0,373$ és $r=0,428$), az iszap- és agyagfrakcióval pedig negatívan korrelál ($r=-0,437$; $r=-0,445$). A 0,001 mólos savas terhelésnél szoros kapcsolatot találtam az apró homok (0,1-0,2) frakcióval, a finom homok (0,05-0,1) frakcióval, az iszapfrakció összes vizsgált tartományával (0,01-0,02 mm; 0,01-0,005 mm; 0,002-0,005 mm), illetve a vizes és a KCl-os pH-val is. Ezeknél rendre 0,7; 0,66; -0,72; -0,47 és -0,44 volt a korrelációs együttható. A 0,01 mólos, 0,05 mólos és a 0,1 mólos savas terheléseknél nem találtam kapcsolatot a cink mennyisége és a talajtulajdonságok között, azonban a desztillált vizes kioldást kivéve minden esetben szoros összefüggést tapasztaltam a cink és a mangán között. A roncsolt minták esetében sem figyeltem meg korrelációt a két fém között, viszont negatív kapcsolat van a cink és az apró homok (0,1-0,2) frakció, a finom homok (0,05-0,1)

frakció, valamint pozitív az összefüggés az iszapfrakció 0,02-0,01 mm-es és 0,002-0,005 mm-es tartományával és az agyagfrakció <0,001 mm-es tartományával. A korrelációs együtthatók: -0,65; -0,98 valamint 0,82; 0,65; 0,81. Az extrakciós idők tekintetében egyik esetben sem találtam összefüggést a cink és a talajtulajdonságok között, azonban szoros szignifikáns összefüggést figyeltem meg a cink és a mangán között (1 óra $r=0,82$; 1 nap $r=0,85$; 1 hét $r=0,82$; $p<0,05$).

A mangánt vizsgálva pozitív szignifikáns kapcsolatot fedeztem fel az apró homok (0,1-0,2) frakcióval, a finom homok (0,05-0,1) frakcióval, negatív az iszapfrakció összes vizsgált tartományával, valamint a vizes és a KCl-os pH-val. A korrelációs együtthatók rendre: 0,51; 0,71 illetve -0,62; -0,65; -0,63. A 0,01; a 0,05 és a 0,1 mólos savas terheléseknél nem figyelhető meg szoros kapcsolat a kioldott mangán mennyisége és a talajtulajdonságok között. Szignifikáns kapcsolat van minden kioldás, kivéve a desztillált víz esetében a mangán és a cink között. A roncsolt minták esetében sincs kapcsolat a két fém között, viszont negatív kapcsolat van a mangán és az apró homok (0,1-0,2) frakció, a finom homok (0,05-0,1) frakció (-0,73 és -0,59 a korrelációs együttható), valamint pozitív szignifikáns az összefüggés az iszapfrakció összes vizsgált tartományával ($r=0,92$). Az extrakciós időket figyelembe véve a mangán esetében sem találtam szoros szignifikáns összefüggést a fém és a talajtulajdonságok között, azonban erősen korrelál a cinkkel.

KONKLÚZIÓ

Az általunk vizsgált fémek mennyisége a talajban nem haladja meg a szennyezettségi értéket (10/2000 VI.2. KöM-EüM-FVM-KHVM rendelet). Mivel ezek a fémek esszenciális nyomelemek, nagyobb koncentrációjuk sem feltétlenül jelent veszélyt az élővilágra nézve. Fitotoxikus hatásuk rendszerint csak igen nagy koncentrációk (az általunk mért értékek kb. kétszeres mennyisége) esetén van (Hangyel 1996, Szabó és Fodor 1998, Naidu et al. 2003, Farsang et al. 2007).

A salétomsavas kioldások esetén megfigyeltük, hogy a mangán savhatásra igen mozgékonyak bizonyul (Szabó, 2004). Korábbi kutatások szerint már kis pH csökkenés hatására megnő a cinkkoncentráció a talajoldatban (Csillag et al. 1998), esetünkben azonban ez nem volt jellemző.

Az eredmények a tendenciákat tekintve összhangban vannak Szabó et al. (2007) munkájával, vagyis a nagyobb savkoncentráció és a hosszabb expozíciós idő nem feltétlenül eredményez szignifikánsan több mobilizált fémet.

ÖSSZEFOGLALÁS

A különböző környezetkárosító antropogén hatások közvetlenül vagy közvetve érintik a talajt. A Tisza mentén – különösen a határon túli szakaszokon – sok olyan tevékenységet folytatnak, amely potenciális szennyező forrása lehet ugyanúgy az ártéri talajoknak is, mint magának a folyónak. Ezen hatások kivédése nagy mértékben függ a talaj pufferkapacitásától.

Munkánk során a talajsavanyodás fémek mobilitására gyakorolt hatását és a terület átlagos fémtartalmát vizsgáltam.

Vizsgálataink során valamennyi minta esetében ötféle (deszt.vizes, 0,001 M; 0,01 M; 0,05 M; 0,1 M) salétomsav koncentrációt alkalmaztunk és a kezeléseket különböző (1 órás, 1 napos, 1 hetes) expozíciós idővel végeztük el, valamint minden mintából készítettünk cc. HNO_3 + cc. H_2O_2 roncsolást is.

Tapasztalataink azt igazolják, hogy a talajban a pH csökkenése a fémeknek az átlagosnál nagyobb mértékű mobilizációját okozza, valamint a kémhatás megváltozása jelentősen összefügg a talajtulajdonságokkal is. A szántóterületek és a gyümölcsösök a savas terhelésre közel azonos módon reagálnak. A szántóterületeken nagyobb a CaCO_3 mennyisége, így a területhasználati típusok közül ennek pufferkapacitása jobb, mint a gyümölcsösöké.

Ugyanaz a kivonószer különböző mintákból a talajtulajdonságoktól függően más mennyiséget vonhat ki, így nem lehet egyetlen extrakcióval minden körülmény mobilitását jellemezni. Az extrakciós

eljárások jól alkalmazhatóak a talajok mikroelem-tartalmának vizsgálatára, azonban szennyezett talajok értékelésére kiegészítő vizsgálatok szükségesek (Kádár, 1998).

A kutatást a 68566 sz. OTKA támogatta.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- Csillag J. – Lukács A. – Bujtás K. – Németh T. 1998. Impact of soil contamination and acidification on heavy metal concentration in the soil solution, Filep Gy. ed.: Soil Pollution; Soil, Water and Environmental Relationships, DATE, Debrecen, pp. 65-73.
- Farsang A. – Cser V. – Barta K. – Mezősi G. – Erdei L. – Bartha B. – Fekete I. – Pozsonyi E. 2007. Application of phytoremediation on extremely contaminated soils. *Agrokémia és Talajtan* 56 (2): 317-332.
- Hangyel L. 1996. Kistenyészvényes eljárás alkalmazása potenciálisan toxikus elemek felvehetőségének vizsgálatára, *Növénytermelés* 45 (5-6): 561-567.
- Horváth L. – Mészáros L. 1986. Savas ülepedés Magyarországon, *Időjárás*, 90., pp. 143-149.
- Kádár I. 1993. A trágyázás és környezetszennyezés összefüggései a Rothamsted-i tartamkísérletek tükrében, *Agrokémia és Talajtan*, 42, No. 3-4, pp. 421-431.
- Kádár I. 1998. Szennyezett talajok vizsgálatáról, *Kármentesítési kézikönyv* 2. Környezetvédelmi minisztérium, p. 135-141
- Naidu, R. – Oliver, D. – McDonnell, S. 2003. Heavy metal phytotoxicity in soils. In: Langley, A. – Gilbey, M. – Kennedy, B. eds: *Proceedings of 5th National Workshop on the Assessment of Site Contamination*. NEPC, Adelaide pp. 235-241.
- Marosi S. - Somogyi S. 1990. Magyarország kistájainak katasztere. MTA FKI, Budapest.
- Papp S, – Kümmel R. 1992. Környezeti kémia, Tankönyvkiadó, Budapest, 359 p.
- Simon L. 1999. A talaj szennyeződése szerves anyagokkal, in: Simon L. szerk.: *Talajszennyeződés, talajtisztítás, Környezetügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató*, KGI, Budapest, pp. 3-32.
- Stefanovits P. – Filep Gy. – Fülek Gy. 1999. *Talajtan*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 214-217, pp. 365-367, p. 472.
- Szabó L. – Fodor L. 1998. Investigation of mobility and availability of some heavy metal in field conditions, Filep Gy. ed.: *Soil Pollution; Soil, Water and Environment Relationships*, DATE, Debrecen, pp. 132-137.
- Szabó Sz. 2001. Connection between Soil and Landscape Sensitivity. *Ekológia* 20: 285-291.
- Szabó Sz. 2004. Talajtulajdonságok szerepének értékelése egy tájérzékenység-vizsgálat példáján. *Studia Geographica*, Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, pp. 87-108.
- Szabó Sz. - Szabó Gy. 2004. Savas terhelések hatásának környezetvédelmi értékelése a talajok réz- és mangánmobilizációjának példáján. II. Magyar Földrajzi Konferencia közleményei – Szegedi Egyetem, Természeti Földrajzi Tanszék, Konferencia CD ROM, 8 p
- Szabó Sz. – Szabó Gy. – Bihari Á. 2007. Effects of acid loadings on heavy metal mobilization in Cambisols. *Annales Geographicae* (Vilnius) 40 (2): 72-79.
- Winkelmann-Oei, G. – Varduca, A. – Geisbacher, D. – Pinter, Gy. – Liska, I. 2001. Analysis of Accidental Risk Spots in the Catchment area of the Danube, In: *Inventroy of Potential Accidental Risk Spots in the Danube River Basin*, International Commission for the Protection of the Danube River, ARS-ad-hoc Expert Panel of the AEPWS EG 131 p

A felszíni szennyezés hatása a barlangi beszivárgó vizekre a Mátyás-hegyi-barlang példáján

Kiss Klaudia

*ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1./c.
E-mail: kissklau7@gmail.com*

1. Bevezetés

Az antropogén folyamatok az elmúlt évszázadban felerősödtek. Következményeik a karsztterületeken - azok sérülékenysége, a rendszer háromdimenziós hatásfelületéből adódó különleges érzékenysége (Keveiné Bárány 1998, 2005; Ravbar 2007) miatt - fokozottan jelentkeznek.

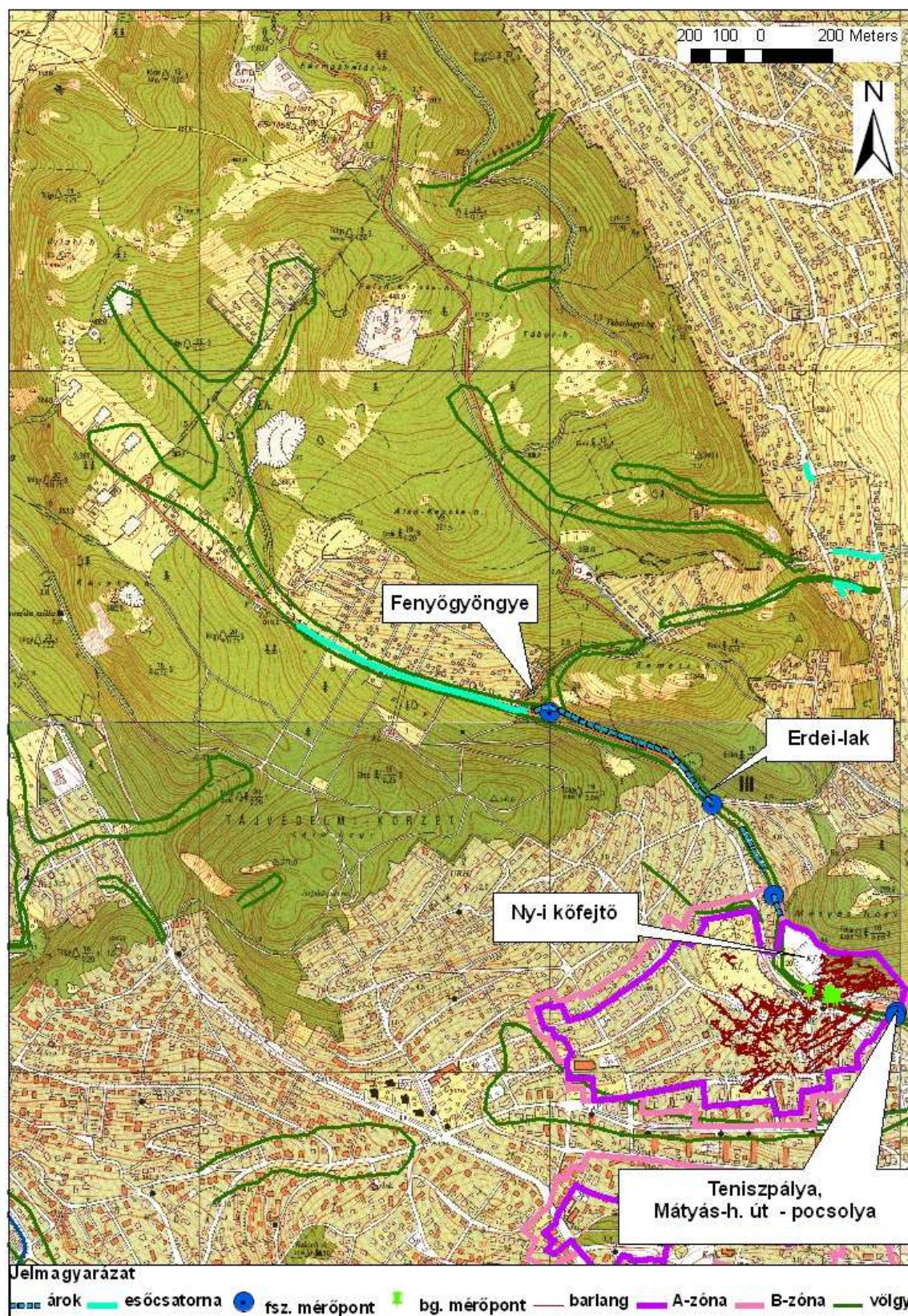
Különösen nagy problémát jelent ez a budapesti Rózsadombi Termálkarszt esetében. A korábban természetes talaj- és növénytakaróval fedett karsztterületen a felszínborítás megváltozása (Mari-Fehér 1999) következtében jelentősen csökkent a beszivárgásra alkalmas felszín területe. Az útburkolatok, épületek miatt a csapadék- és szennyvíz a felszíni lefolyást növeli, így bizonyos pontokon koncentráltabbá válhat a beszivárgás. A lakosságszámmal és életszínvonallal párhuzamosan növekvő kommunális szennyvíz szennyezheti a karsztos repedéshálózaton keresztül beszivárgó vizeket, veszélyeztetve ezzel a karsztot.

Mindezt igazolni tudják a Rózsadomb nagyobb barlangjainak csepegő vizeiből az elmúlt évtizedek során történt hosszabb-rövidebb időt felölelő észlelések. A Környezetvédelmi Intézet 1984-ben a Pál-völgyi-barlangban végzett vízkémiai vizsgálatokat, a VITUKI 1987-ben (Maucha 1987) és 1992-ben (VITUKI 1992) PHARE program keretében mintázta a Pál-völgyi-, Mátyás-hegyi-, Szemlő-hegyi, József-hegyi, és Ferenc-hegyi-barlangot vízkémiai és mikrobiológiai szempontból. További eredményeket közöl az öt nagy rózsadombi barlangról Takácsné Bolner (1989), a Szemlő-hegyi-barlangról Fehér (1995), Mádlné et al. (2007), valamint a Pál-völgyi barlangról Takácsné Bolner (2001).

A vízminőségi változásokat, a karsztos rendszer különböző külső hatásokra (pl. csapadékesemények, évszakosság, vízvezeték-hálózat meghibásodása, építkezések stb.) bekövetkező érzékeny reakcióit azonban csak a felszín alatti vizek folyamatos, monitoring jellegű vizsgálatával követhetjük nyomon. Barlangkutató csoportok (Acheron, Bekey, Pagony) évtizedek óta végzik a Rózsadombi Termálkarszt barlangjaiban csepegő vizek mintavételezését és kémiai elemzését, az ő tevékenységükhöz kapcsolódtam néhány évvel ezelőtt. A Szemlő-hegyi-barlang esetében 1987 óta folyamatosan, átlagosan egy-két havonta van mintavételezés. A Mátyás-hegyi- és a Pál-völgyi-barlangban azonban 2000 óta sem a Pagony, sem más barlangkutató csoport által nem történt vízmintavételezés, ezért 2008 nyarán a Bekey-csoporttal közösen felújítottuk a korábbi mérőpontokat, terveink szerint most már hosszú időtávra.

Jelen dolgozatban a Mátyás-hegyi-barlangban 2008 nyara óta elvégzett 5 mérési sorozat legfontosabb eredményeit mutatom be, kiegészítve az 1990, 2000, 2001. évek és a VITUKI 1992-es (VITUKI 1992) eredményeivel. A kutatás során igyekeztünk az egyes barlangi mérőpontok viselkedését és a köztük lévő különbségeket feltárni. Emellett a barlangfelszín tágabb környezetében a felszíni vizek mintázásával a lehetséges szennyezőforrásokat is megállapítani.

2. A vizsgált terület



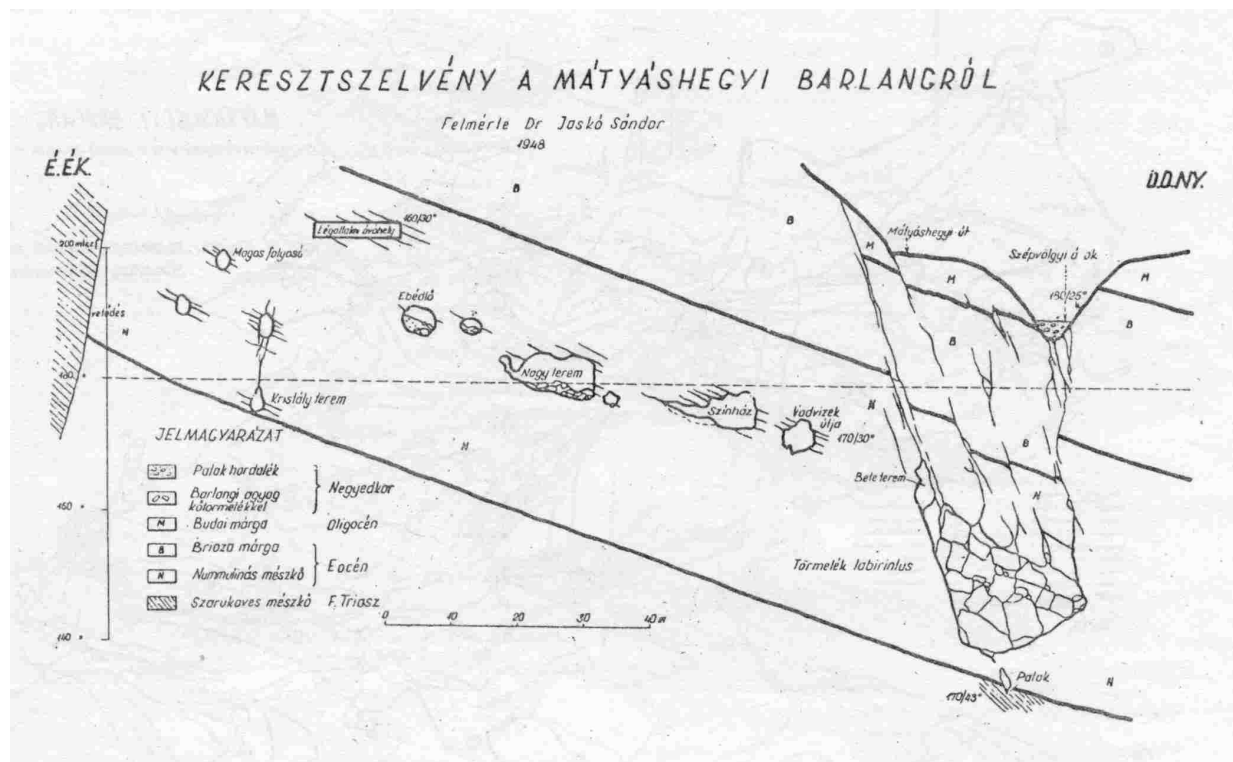
1. ábra. A Pál-völgyi – Mátyás-hegyi-barlangrendszer és a Szép-völgy a mintavételi pontokkal

2.1. A Mátyás-hegyi barlang

A Mátyás-hegyi barlang a Mátyás-hegy nyugati kőfejtőjében nyílik 202,5 m tszf. (Balti) magasságban, járatainak összhosszúsága immár az 5 km-t is meghaladja. A Szépvölgyi-út túloldalán nyíló Pál-völgyi barlanggal együtt 20,1 km hosszú járatrendszert alkot (1. és 3. ábra).

Kialakulása döntő mértékben a harmadidőszaki tektonikai mozgások során létrejött töréshálózat mentén történt, a hőforrások több periódusban lejátszódott oldó tevékenysége mellett a hideg karsztvizes folyamatok tágító hatása, valamint – különösen az alsó szakaszokon – a tömegmozgások játszottak meghatározó szerepet. A barlang nagy része a felső-eocén nummuliteszes mészkőben keletkezett, amelynek dőlésiránya 150-170° (DDK), dőlésszöge 30° körüli (Kárpát 1983). A barlang legmélyebb járata, a Tóhoz vezető patakmeder felső-triász szaruköves mészkőben képződött. A járatok magasabban fekvő részei az eocén mészkővel konkordáns településű bryozoás márgában is folytatódnak. A márgás rétegek nagyobb agyagtartalmuk, kisebb és kevésbé koncentráltan jelentkező vízáteresztő képességük miatt egyfajta szűrőréteget jelentenek a beszivárgó vizek számára.

A járáthálózat döntően a kőzetek csapásirányát követő KÉK – NYDNY irányú. Ez jellemző a Centenáris-szakasz tág szelvényű főfolyosóira és a Tűzoltó-ág járataira is. A kőzetrétegek általános déli és délkeleti dőlése miatt a főfolyosók a csapás mentén futva vízszintesek, egymástól mintegy 10-10 m vertikális távolságban futnak. A közöttük lévő átjárást az azokra közel merőleges (ÉNY-DK-i), dőlésirányban haladó és ezért általában 30 fokkal dél felé lejtő törések biztosítják (2. ábra). Ez a barlang déli részén már nem figyelhető meg: a Szépvölgyi-árok alatt elhelyezkedő, tektonikailag erősen igénybevett zónában (a Törmelék-labirintusban és a T-folyosóban) sokkal inkább jellemzőek a szűk vertikális hasadékok, kürtők és a labirintusszerű, bonyolult járáthálózat.



2. ábra. A főfolyosók és a Szépvölgyi-árok alatt elhelyezkedő törmelékes zóna (Törmelék-labirintus) (forrás: Kárpát 1983)

A barlang jellegzetessége, hogy meglehetősen száraz, beszivárgás csak a Szépvölgy alatt húzódó járatokban tapasztalható, ez az oka annak, hogy a barlang méretéhez képest viszonylag kevés mintavételi pont is meglehetősen koncentráltan helyezkedik el. Csepegő vizek csak a Törmelék-labirintusban figyelhetőek meg.

Az átszivárgó víz sebességére vonatkozó kísérleteket a Mátyás-hegyi-barlang esetében nem, csak a József-hegyi-barlangnál (VITUKI a Kinizsi Bgk. Csoporttal együttműködve, 1992), valamint a Pál-völgyi-barlang felett (Kessler H. 1955) végeztek a felső eocén mészkőre és a budai- illetve bryozoás márgára vonatkozóan. Az átlagos függőleges szivárgási sebesség mesterséges csapadékkal (53 ill. 20 mm az első 2 óra alatt) 1,2 ill. 3,9 m/h-nak adódott. A kísérletek szerint a budai márga egy-két mm-es törésrendszere a mészkőnél négyszer lassabban engedi át a vizet (VITUKI 1992). Mivel a Mátyás-hegyi-barlang esetén a csepegési zóna a - szelvényen (2. ábra) megfigyelhető - hasadékokkal sűrűn átjárt, törmelékes zónára (Törmelék-labirintus) korlátozódik, a szivárgási sebesség az említett értékeknek többszöröse lehet. A barlangban csepegés-intenzitás méréseket eddig még nem végeztek.

2.2. A barlang felszínének tágabb környezete

A felszíni szennyezés hatásának vizsgálata során a Mátyás-hegyi-barlang esetén nem csupán a barlang felszínét, hanem tágabb környezetét is érdemes vizsgálni, mert a burkolt felületek, közművek jelenléte a természetes lefolyási és beszivárgási viszonyokat nagymértékben megváltoztatták.

A barlang tágabb környezetének fő morfológiai elemét a Szépvölgyi-árok és völgye képezi. Felső részének vízutánpótlását a Hármashatár-, Újlaki-, és a Kecske-hegyek lejtőiről érkező vizek biztosítják. Maga a völgy ÉNY-DK-i lefutású, talpa kavicsos-agyagos hordalékkal feltöltött, a Remete- és Látó-hegy között összeszűkülő, meredek falú. A völgyben kanyarog az árokkal jobbra párhuzamos, nagy forgalmat lebonyolító Szépvölgyi út is.

A völgy az év nagy részében száraz, időszakos vízfolyás csak nagyobb eső után, illetve hóolvadáskor tapasztalható. A meder a Fenyőgyöngye buszvégállomás alatti csapadékelvezető csatorna-kifolyójánál észlelhető először, innen egy kisebb mellékággal egyesülve folyik tovább. A patakmeder morfológiája meglehetősen változatos: a Fenyőgyöngye – Erdei-lak közötti szakaszon bevágódó jellegű, V-alakú, több helyütt zubogókkal vagy termésköböl rakott bukófalakkal tagolt. Az Erdei lak alatti, jobbra beépült területen nagyobb csapadékok után néhol a felszínen, a saját maga által kialakított szélesebb-keskenyebb völgytalpon kanyarogva fut a patak, néhol pedig az utcafelszín alatt, betoncsövekben vezetik a vizét. Továbbhaladva a meder hossz-szelvénye mentén, a Mátyás-hegyi Ny-i kőfejtő meddőjének kövei között elszivároghatva eltűnik a víz.

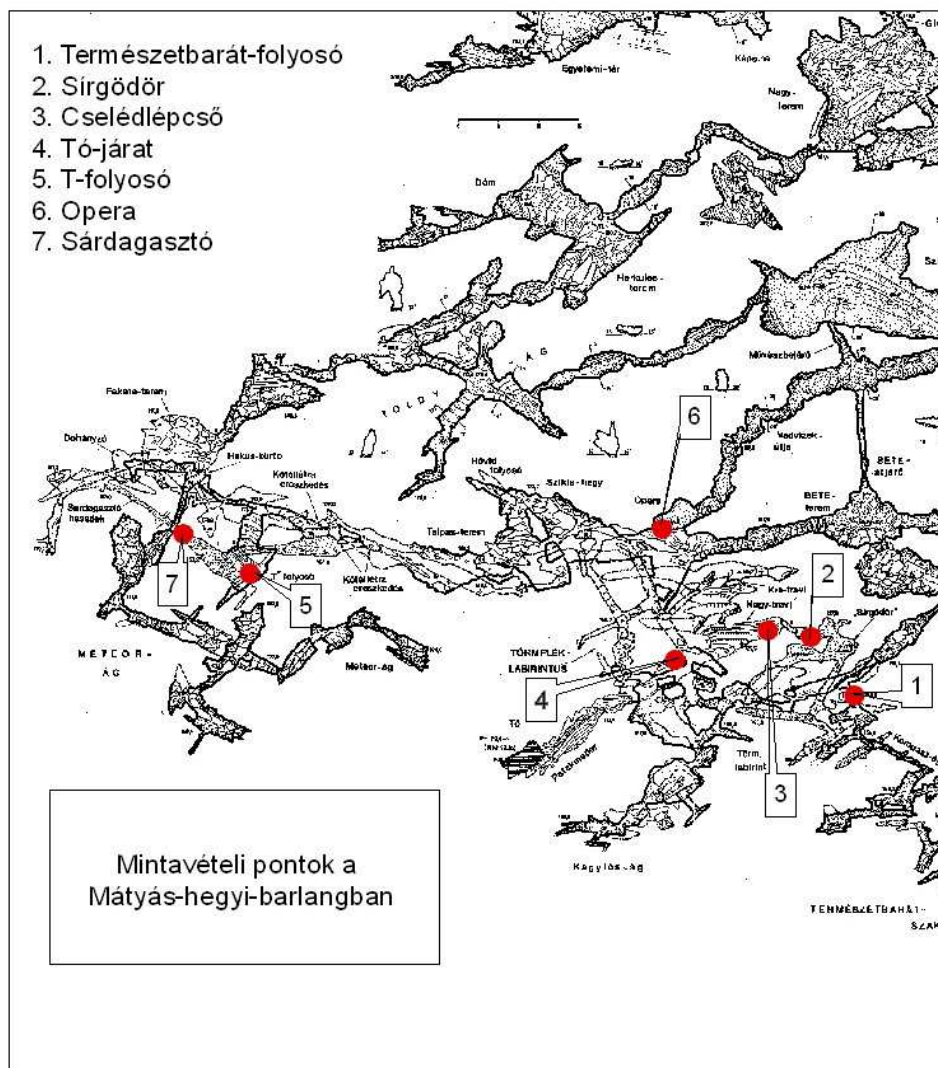
A Mátyás-hegyen és környezetében az utóbbi évszázadban jelentős felszínátalakítással járó munkák zajlottak – pl. kőfejtés, feltöltések, a Mátyás-hegyi út megépítése, közvetlenül mellette tenispálya létesítése. Ezért az árok a barlangtól a Duna felé eső szakaszon csak helyenként azonosítható (az 1989-es légifotón az árok vonala még felismerhető). Ilyen körülmények között kérdéses a kőfejtőtől DK-re, a tenispályánál talált betoncső vízének eredete.

A terület (1. ábra) több mint felét napjainkban is erdők borítják. Az erdőállomány azonban nem azonos a természetes hatásokra kialakuló potenciális vegetációval (cseres tölgyes zóna), hiszen pl. a Mátyás-hegyen a korábban szőlőművelésre használt terület helyét napjainkban tájidegen feketefenyvesek foglalják el. Ezek hosszú távon az amúgy is vékony talajtakaró savanyodását, kilúgzódását, ezáltal a mobilitásra hajlamos elemek peptizációját, végeredményben a talaj lehordódását, így módon védelmi funkciójának (szűrő, pufferoló hatás) megszűnését eredményezik.

A 70-es évek végén készült EOV-szelvényeket és a 2005. évi ortofotókat összehasonlítva megállapítható, hogy a területen nem csökkent az erdős térszín aránya. A terepi bejárások alkalmával azonban több helyen megfigyeltük, hogy a korábbi kiskertek, víkendházak helyét fokozatosan állandó lakhelyként használt több emeletes villák veszik át, tovább növelve ezzel a burkolt felületek nagyságát.

A barlang feletti terület zöldövezeti besorolása, 1978 óta a Budai Tájvédelmi Körzet részét képezi. 1970-ben a Vízügyi Hatóság határozattal rendelte el a budapesti hévizek közös hidrogeológiai védőövezetének kialakítását, ezen belül meghatározva a szennyvízszikkasztásra tilalmazott területeket (H.30776/5/1970.sz. Közép-Duna-völgyi Vízügyi Igazgatóság). A területen a burkolt felületek növekedésének megakadályozása érdekében a kerületi önkormányzatok már korábban építési tilalmat (A-zóna, ld. 1. ábra) illetve korlátozásokat (pl. közművek kialakítási módjának meghatározásával, építkezés során felnyíló üregek vizsgálatának elrendelésével) (B-zóna) léptettek életbe. Ez azonban nem megoldás a Szép-völgy felső részén keletkező, ám végeredményben a barlangban jelentkező problémákra.

3. Módszerek



3. ábra A Törmelék-labirintus és a T-folyosó alaprajzi térképe (az alaptérkép forrása: Kárpát 1983)

2008-ban a korábbi évek mintavételi pontjait újítottuk fel a barlang déli szakaszaiban, nagyrészt a Törmelék-labirintus egyes pontjain: a Természetbarát-szakasz bejáratánál (158 m tszfm.), a Sírgödör mellett (141 m), a Cselédlépcső alatt a Tó-járat kezdőpontján (132 m), a Tó-járatban (121 m), illetve az Operában (163 m), valamint a T-folyosó végpontján két egymáshoz viszonylag közel elhelyezkedő mintavételi helyen (T-folyosó (154 m), Sárdagasztó (153 m)) (3. ábra). A vízmintázást két havi rendszerességgel végezzük. A mintavételt fixen telepített edényekkel oldottuk meg, oly módon, hogy az edény nyílásába helyezett tölcser egy csőben folytatódik, amely az edény aljáig tart. A víz a tölcseren keresztül az edény aljába kerül, a fölösleg az edény tetejénél távozik. Ezzel a módszerrel állandó vízcserélődés érhető el (Fehér 1995), így mindig az aktuálisan legfrissebb mintát tudjuk begyűjteni. Az adatbázisban az esetlegesen eltömődött vagy feldőlő edények miatt adathiányok vannak.



1. kép. A Szép-völgy felső szakaszán elhelyezkedő csapadékelvezető-csatorna Fenyőgyöngye alatti kifolyója

A felszíni vízmintavétel célja a lehetséges szennyezőforrások azonosítása volt. Ennek során a Szépvölgyi-árokából (1. kép) egy alkalommal, 4 ponton (1. ábra) vettünk mintát: a vízfolyás kezdeténél Fenyőgyöngye buszvégállomás alatt, az Erdei-laknál, a Mátyás-hegy nyugati kőfejtője felett, valamint a Mátyás-hegyi-út fordulójánál épített tenispálya alatti betoncső kifolyójából. Utóbbinál a mellette lévő két műanyag cső egyikéből is gyűjtöttünk vizet. Emellett a Mátyás-hegyi-út fordulójában csapadékhulláskor összegyűlő, felszíni lefolyással nem rendelkező pocsolyát is megmintáztuk két alkalommal, a csapadékesemények után közvetlenül. (A csapadékvízre vonatkozóan már korábban, 2007. nyarán a Budai-hegység területén fekvő Nagykovácsiban végeztünk méréseket (Csapák-Fehér 2008).

Megállapítottuk, hogy a csapadékvíz szennyező ion tartalma minimális, vezetőképessége a lágyított vízzel egyenértékű, 41 $\mu\text{S}/\text{cm}$.)

A méréseket az ELTE Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék laboratóriumában végeztük a vizek minősítéséről szóló MSZ 12749/1993 szabvány előírásai szerint. Mért komponensek: keménységformák, kalcium-, magnézium-, hidrogénkarbonát-, klorid-, szulfát-, nitrát-, nitrit-, ammónium-, és o-foszfátion, nátrium- és káliumtartalom. A pH-t és a vezetőképességet Mettler Toledo típusú műszerrel mértük.

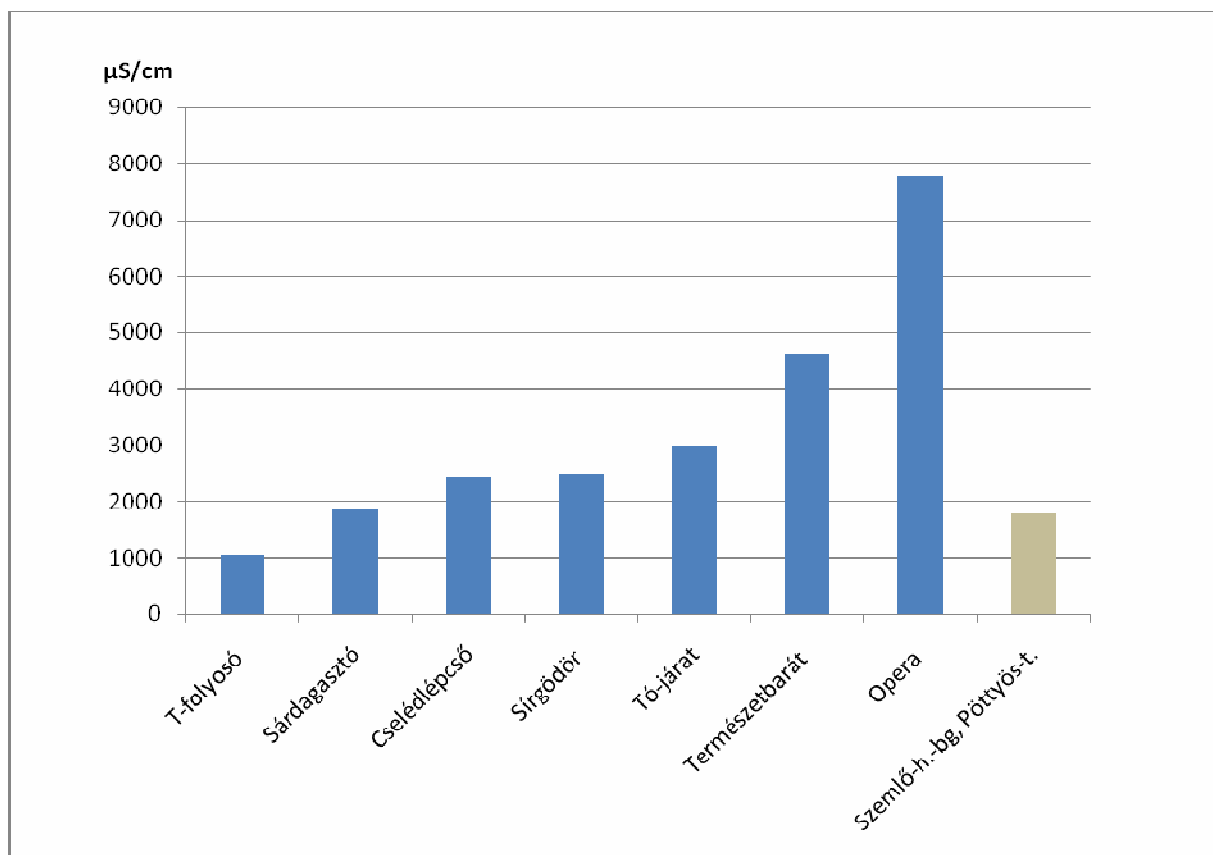
A kiértékeléshez és megjelenítéshez a Microsoft Excel, Rockworks és ArcGIS 9.2 programokat használtam fel.

4. Eredmények

4.1. A barlangi mérőpontok vízkémiai jellemzői

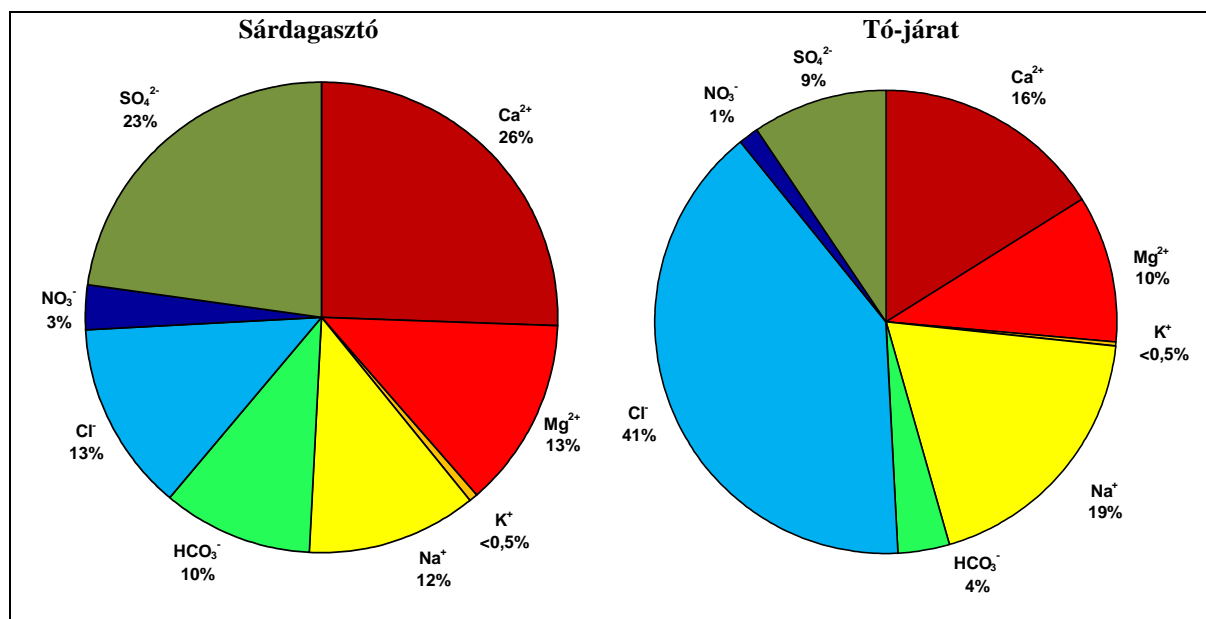
A konkrét értékeléshez a legutolsó megmért vízminta eredményét használtam fel (2009. február 12. illetve a Természetbarát-folyosónál 2009. február 08.).

A egyes mérőpontok csepegő vizei között az összes oldott anyagtartalom (TDS) függvényében változó vezetőképesség-értékeik alapján nagy eltérések mutatkoznak (4. ábra). A legalacsonyabb vezetőképességet a T-folyosóban mértük (1054 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de még ez is nagyobb a magyarországi karszterületeken jellemző 600-800 $\mu\text{S}/\text{cm}$ értéknél. A legmagasabb az Operáé – a 7780 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a Szemlő-hegyi-barlang legszennyezettebb pontján mért értéknek is több mint négyszerese! Az itt csupán átlagosan szennyezett beszivárgási pontnak számító Sírgödör és Cselédlépcső vezetőképessége valamennyi eddig vizsgált budai barlangban extrém értéknek számítana!



4. ábra. A barlangi csepegő vizek fajlagos vezetőképesség értékei (2009. 02. 12.), összehasonlításképpen a Szemlő-hegyi-bg. Pöttyös-termének 2008. 11. 23-i adatával

A vezetőképesség mellett az általunk mért ionokra (ionegyenérték alapján) számolt százalékos összetétel is jól szemlélteti az egyes mérőpontok közötti különbségeket. A karsztterületekre általában jellemző magas karbonátkeménység/állandó keménység arány itt megfordul, mert a hidrogénkarbonát mellett a nagyrészt szennyezésből származó anionok dominálnak. A hidrogénkarbonát-tartalom csupán a T-folyosóban és a Sárdagasztóban magasabb (5. ábra), az összes iontartalom tizedét teszi ki, ami e mérőhelyek viszonylagos tisztaságát mutatja (ezt az itteni alacsonyabb vezetőképesség is alátámasztja). A nagyrészt szennyezésből származó anionok közül a tisztábbnak számító T-folyosóban és Sárdagasztóban a szulfát, a Sírgödörnél a szulfát és a klorid, a többi mérőpontnál pedig egyértelműen a klorid a domináns. Aránya a Tó-járatban (5. ábra) 41%, az Operában pedig - a valóságban a vizes oldatokban fennálló ionegyensúly miatt lehetetlen - 51%, ezt valamilyen általunk nem mért kation (pl. nehézfém) jelenléte magyarázhatja. A nitrátionok, arányaikat tekintve elhanyagolhatóak, de pl. a 10/2000-es rendelet felszín alatti vizekre vonatkozó szennyezettségi határértékét (25 mg/l, „B”) mindenütt meghaladják (min.: Opera 36mg/l, max.: Természetbarát-f. 160 mg/l). A legtöbb ponton a nitrit is kimutatható mennyiségben van jelen a mintákban, foszfátot azonban nem tartalmaznak. A kationok közül a legtöbb esetben a kalcium dominál, az Operában és a Tó-járatban azonban a kloriddal jellemzően együtt mozgó nátrium a meghatározó. A magnézium mennyisége az egyes mérőpontokban más-más, a kálium szerepe elhanyagolható, ammónium pedig csak néhány korábban mért mintában volt kimutatható.



5. ábra: Két (egy kevésbé szennyezett és egy szennyezettebb) mérőpont mg-egyenérték alapján számolt százalékos ionösszetétele (2009. február 12.)

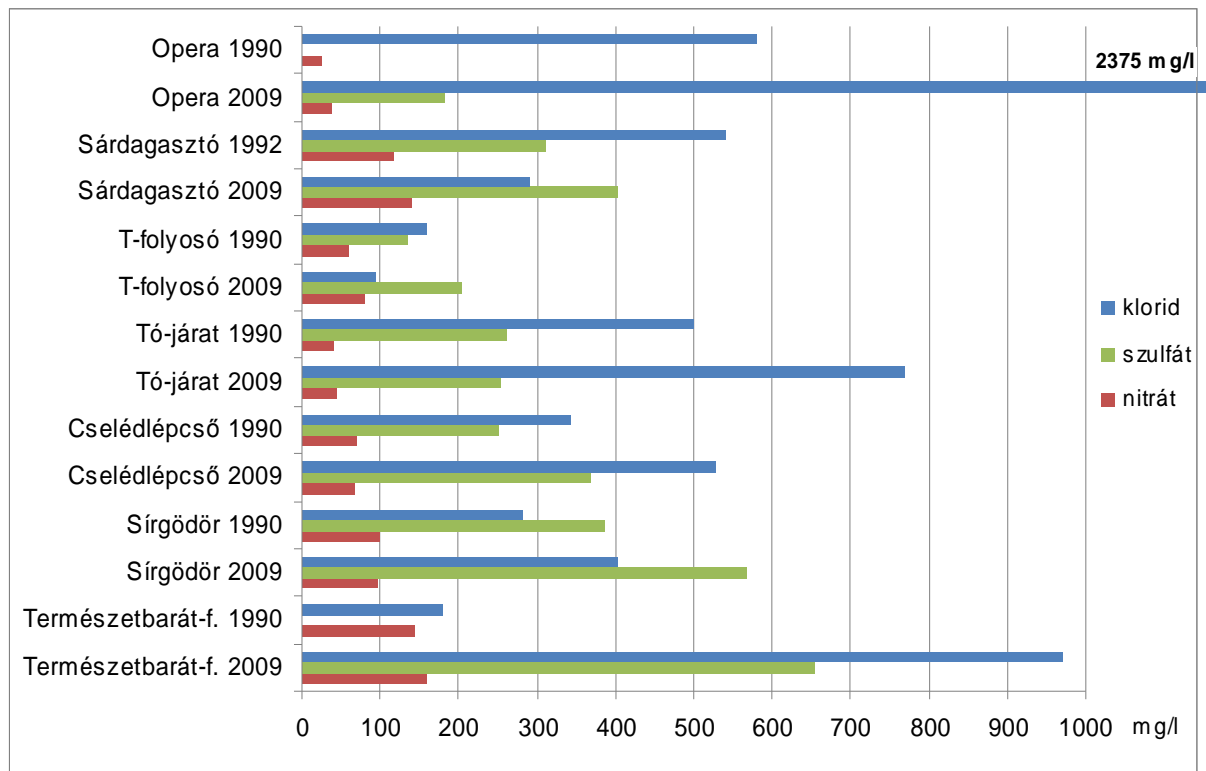
4.2. A vízminőségi jellemzők 1990-ben és 2009-ben

A legfontosabb szennyező ionok koncentrációjában 1990. és 2009. között mutatkozó különbségeket a 6. ábra szemlélteti. A diagram elkészítése során az Acheron és a Pagony csoport által 1990. novemberében és 2009. februárjában mért adatokat, valamint a szulfácion és a Sárdagasztó esetében a VITUKI 1992-es adatait használtam fel.

A nitrát esetén a legmagasabb értékek a Természetbarát-folyosóban mérhetők, de a legnagyobb arányú differencia a Sárdagasztónál jelentkezik. 2009-re nagyobb lett a nitrát jelentősége a T-folyosóban is.

A szulfátionok koncentrációja 2009-ben a Tó-járat kivételével minden mérőponton magasabb, mint 1990-ben. Az eltérés a T-folyosóban és a Sárdagasztóban a legjelentősebb, de a koncentrációértékek alapján a Természetbarát-folyosót és a Sírgödört érdemes kiemelni.

A kloridban láthatóak a legdrasztikusabb különbségek: a T-folyosó és a Sárdagasztó esetében mintegy felére csökkennek az értékek, a többi mérőponton azonban idén februárban legalább másfélszer akkora értékek voltak kimutathatók, mint 1990-ben. (A Sírgödörben, a Cselédlépcsőben és a Tó-járatban 2000-ben illetve 2001-ben mért adatokat is messze felülműlják a mostani eredmények. Pl. Tó-járat 2001. április: 440, 2009. február: 770 mg/l). A különbség abszolút és relatív értelemben is az Operában és a Természetbarát-folyosóban a legjelentősebb (négyeszerese illetve ötszöröse az 1990-es koncentrációértékeknek).



6. ábra. A főbb anionok koncentrációi az 1990-es évek elején és 2009-ben

A hidrogénkarbonát esetében – a szennyező anionokkal ellentétben – a jelenlegi értékek általában alacsonyabbak az 1990-ben mért koncentrációknál.

A rövid távú, éven belüli illetve évszakos változásokat (pl. a kloridion-koncentráció mennyire függ a téli útsózástól) a jelenlegi adatbázissal nem tudunk igazolni (a 2008. augusztusi adatok nem vagy csak kevéssel voltak alacsonyabbak a 2008. novemberiekénél és a 2009. februáriaknál; pl. a Tó-járatnál időrendben 778, 762, 770 mg/l). Az esetleges éves periodicitás kimutatásához legalább a jelenlegi mintavételezési gyakoriságra van szükség hosszú (több éves) időtávlatban.

4.3. A felszíni vízminták összetétele

A mérési eredményeket az 1. táblázat tartalmazza.

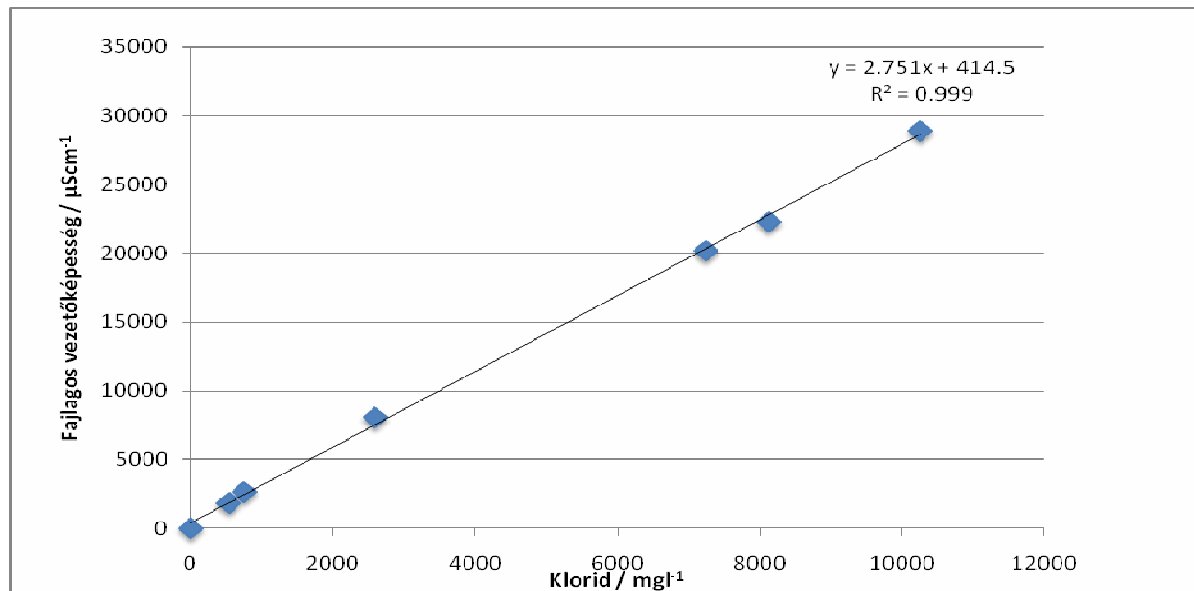
A Szépvölgyi-árok Mátyás-hegyi-út feletti vizei rendkívül magas vezetőképességűek, ami egyértelműen a kloridion-tartalomnak tudható be (7. ábra). A vízfolyáson lefelé haladva, a Ny-i kőfejtő eléréséig csupán enyhe hígulás tapasztalható.

A tenispálya alatti betoncső az árok hossz tengelyével mintegy 45°-os szöget zár be. Az ebből kifolyó víz vezetőképessége ugyan magas, ám a Szépvölgyi-árok felsőbb szakaszán mért értékeknek töredéke, ezért feltételezhető, hogy nem a Ny-i kőfejtő felett eltűnő vizeket hozza ismét a felszínre. A mellette lévő műanyag cső vize – a betoncsőével szemben – minimális oldott anyag tartalommal rendelkezik.

A Mátyás-hegyi-út úttestjéről származó különböző időpontokban vett pocsolyavizek összetétele, ionkoncentrációja – mint azt az általunk elemzett minták is jól mutatják – az előző csapadéktalan időszak hosszától, a forgalomtól, a csapadék intenzitásától stb. függően jelentősen változhatnak. Minthogy az itt megült tócsának felszíni lefolyása nincs, a víz több-kevesebb idő alatt a barlangba szivárog, egy része elpárolog.

mintavételi hely, idő	pH	fajl.vezkép.	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻
		μS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Fenyőgyöngye alatt	7.8	28900	103.8	91.3	3.0	10249	0.93	0.21	3.01	0.63	32.1
Erdei-lak felett	7.7	22300	103.8	115.1	10.8	8118	1.37	0.21	3.47	0.69	23.8
Ny-i kőfejtő felett	8	20200	116.8	107.1	9.6	7232	2.41	0.16	0.75	0.18	35.3
Tenispálya alatt, betoncső	7.7	1850	77.9	33.7	4.8	532	2.29	0.23	0.70	k. h. a.	5.6
Tenispálya alatt, műanyag cső	7.2	15	13.0	6.0	0.0	k. h. a.	2.07	0.03	0.40	k. h. a.	1.5
Mátyás-hegyi út, pocsolya 2008. 12. 14.	7.1	2660	155.7	85.3	2.4	752	6.34	1.28	2.60	k. h. a.	41.3
Mátyás-hegyi út, pocsolya 2009. 02.09.	7.7	8050	103.8	71.4	8.4	2588	2.24	0.75	1.55	k. h. a.	18.7

1. táblázat. A felszíni vízminták mért paraméterei (k.h.a.: kimutatási határ alatt)



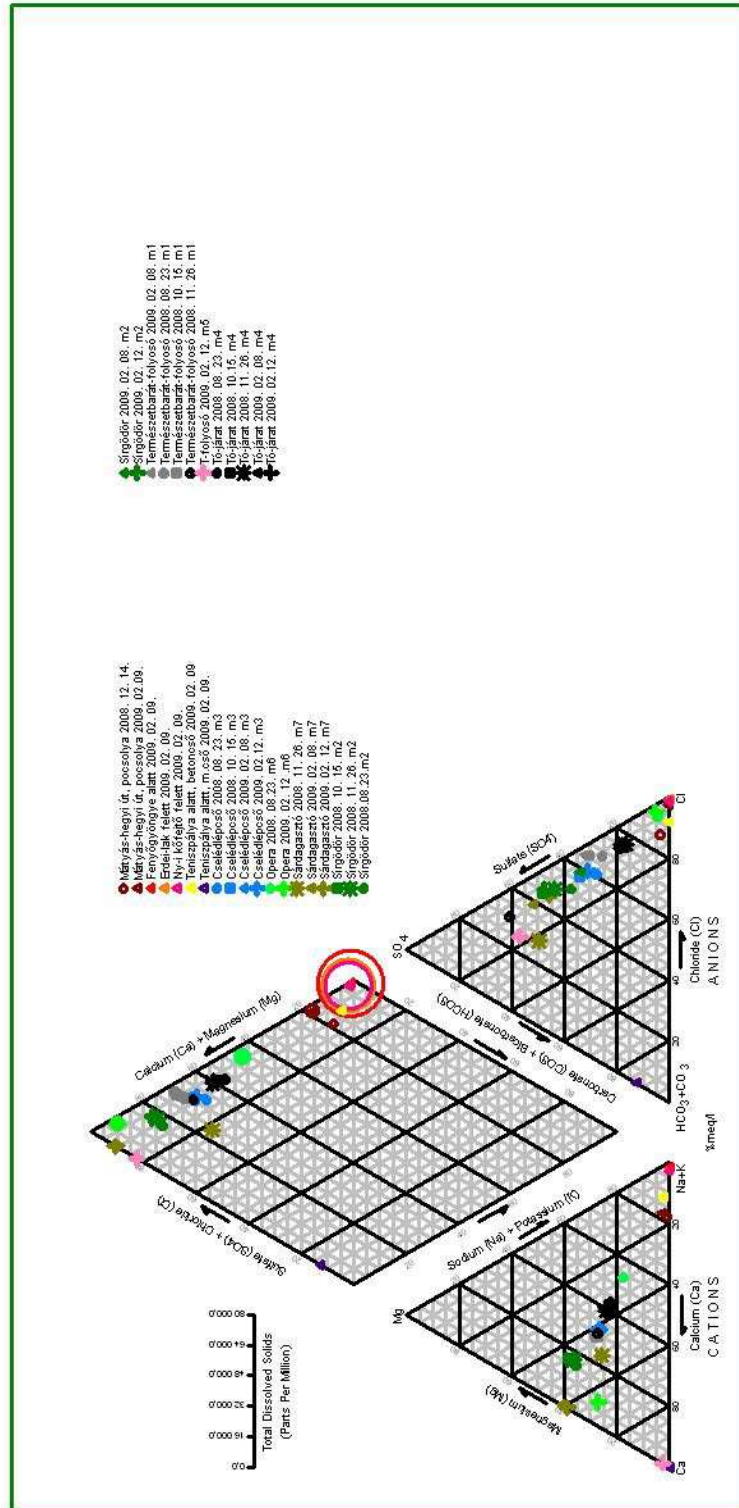
7. ábra. A kloridion-koncentráció és a fajlagos vezetőképesség összefüggése a felszíni vízmintákban

4.4. A felszíni és felszín alatti vízminták közötti kapcsolat

A felszíni vízminták és a barlangi csepegő vizek 2008. és 2009. évi eredményeit Piper-diagramon ábrázoltam (8. ábra). Mivel a diagram a legfontosabb an- és kationokat egyszerre jeleníti meg, segítségével összehasonlíthatók korlátozott számú, különböző helyekről

származó minták. A diagramban a kation- és anionháromszögben elfoglalt hely jelöli ki a rombuszban betöltendő helyet. A körök a felszíni minták összion-koncentrációját ábrázolják.

A kationok alapján egyértelműen elkülöníthető a felszíni és felszín alatti vízből származó minták csoportja. Utóbbi karsztos jellegét a magas kalcium/alkálifém arány igazolja.



8. ábra. A felszíni és barlangi vizek Piper-diagramja

A felszíni vizek Na-ban gazdagok. A Szépvölgyi-árok felső szakaszán vett vízminták gyakorlatilag fedik egymást. Tőlük kissé elkülönül a tenispálya alatti betoncső vize, amely kalcium- és hidrogénkarbonát-ionban gazdagabb – ez megerősíti azt a korábban tett megállapítást, miszerint valószínűsíthetően nem az árok felső részéből érkezik.

Az anionok tekintetében a csepegő vizek sokkal inkább hasonlítanak a felszíni mintákhoz, mint az jellemző volt a kationoknál: rendkívül magas klorid- és alacsony hidrokarbonát-ion tartalmúak. Ez több ponton jelentős mennyiségű szulfáttal párosul. A felszíni vízminták szulfáttartalma azonban viszonylag alacsony, bőven 50 mg/l alatti. Amennyiben párhuzamot vonunk a Szépvölgyi-árokban lefolyó vizek és a barlangi csepegő vizek eredete között (márpedig a Rózsadombi Termálkarszt többi barlangjában az eddigi során tapasztalt, jóval kisebb kloridtartalmak /kivétel: Ferenc-hegyi-bg., VITUKI 1992, számolt adat/ alapján nem tehetünk mást), a Mátyás-hegyi-barlang csepegő vizeinek esetében további, jelentős mennyiségű szulfátot tartalmazó szennyezőforrás is azonosításra vár. Másik megoldásként meg kell kérdőjeleznünk a szulfátion antropogén eredetét. A szulfát részben természetes eredete nagyon valószínű, hiszen a barlangjáratok fölötti márgarétegek jelentős mennyiségű kioldható szulfátot tartalmaznak. Azonban az elmúlt húsz év alatt a csepegő vizekben mért koncentrációja több ponton 1,5-3-szorosára nőtt – ez sokkal inkább külső szennyezőforrás hatására utal.

A mérési eredmények alapján levonható az a következtetés, hogy az egyes mérőpontok vízminőségi különbségeiben mélységbeli elhelyezkedésük nem, horizontális elhelyezkedésük azonban némi szerepet játszik:

Az egymáshoz közeli Sárdagasztó és T-folyosó paraméterei – és időben hasonló tendenciái is – jó egyezést mutatnak.

A Természetbarát-folyosó és a Cselédlépcső vizei ionösszetételük alapján nagyon hasonlóak. A különbség a koncentrációértékekben van: a Természetbarát-folyosó jóval szennyezettebb. A Cselédlépcső a közeli Sírgödörrel is hasonlóságot mutat, a vezetőképesség és az anionok nagyságrendi értékei, de méginkább azok időbeli alakulása miatt.

Az Opera elhelyezkedését és értékeit tekintve is külön kategória: magas vezetőképessége, kloridion-aránya, viszonylag alacsony szulfát-, kis nitráttartalma miatt a felszíni vízmintákra leginkább emlékeztet, valószínűsíthető, hogy az árok vizével a karsztos hasadékrendszeren keresztül a többi csepegési helynél közvetlenebb kapcsolatban áll.

A Tó-járat, a harmadik legszennyezettebb pont nagyobb mennyiségű kloridiont kap, mint a közeli Cselédlépcső – Sírgödör páros.

5. Összegzés

A Rózsadombi Termálkarszton az emberi tevékenységből származó felszíni szennyezések megjelennek a barlangi csepegő vizekben.

A Mátyás-hegyi-barlangban végzett vizsgálat sorozatunk az eddig más budai barlangokban tapasztaltaknál is nagyobb külső hatást mutat, a kloridion-koncentráció az 1990. (és három mintavételi pontban mért 2000. illetve 2001.) évi, szintén magas értékekhez képest nem egy mintavételi ponton többszöröződött. A kloridtartalom folyamatos emelkedése a karsztos rendszerbe kerülő szennyezőanyagok mennyiségének növekedése mellett annak is köszönhető, hogy a barlangjáratok feletti márgás szűrőréteg a szennyezőanyagokat egyre kisebb mértékben képes megkötni.

A lehetséges szennyezőforrások azonosítása céljából felszíni vízmintavételezéseket is végeztünk. Ezek eredményeként bebizonyosodott, hogy a fő szennyezőforrás a kezdetben a csapadékelvezető-csatornában haladó, a Szép-völgy felső része felől érkező, a Ny-i kőfejtő környékén alászivárgó víz. Potenciális szennyezőforrást jelentenek a korábbiakban szeméttel,

sittel feltöltött kőfejtők. Emellett a Mátyás-hegyi út mellől beszivárgó víz is szennyezi a karsztot. A közvetlenül a barlang fölött épült tenispálya és létesítményeinek vízelvezetése közcsatornába megoldott.

A jövőben a barlang és a Dunaparton fakadó karsztforrások védelme érdekében különös figyelmet kell fordítani nemcsak közvetlenül a barlang feletti zóna megóvására, hanem a Szép-völgy felső részén lefolyó vizek elvezetésének megoldására is.

Irodalom

- Bárány-Kevei, I. (1998): Geoecological system of karsts. *Acta Carsologica*. Krasoslovni Zbornik, XXVII/1. Ljubljana. pp. 13-25.
- Csapák A. – Fehér K. (2008): A vízminőségi mutatók változása a tárolt csapadékvízben. *Hidrológiai Közlöny*, 88. évf., 3. sz. pp. 57-60.
- Fehér K. (1990): Vízkémiai vizsgálatok a Mátyás-hegyi-barlangban. Kutatási jelentés, .Acheron Barlangkutató Szakosztály , MKBT .
- Fehér K. (1995): Vízkémiai vizsgálatok a Szemlő-hegyi-barlangban. Környezeti Ártalmak és a Légzőrendszer V. Konferenciája, Hévíz. pp.47-52.
- Kárpát J. (1983): Magyarország barlangtérképei. Mátyás-hegyi-barlang 1:250. MKBT 15p.
- Keveiné Bárány I. (2005): A karsztok védelmének aktuális kérdései. *Karsztfejlődés* X. Szombathely. pp. 337-342.
- Környezetvédelmi Intézet (1984): A csepegő vizek szennyezettségének vizsgálata a Pál-völgyi-barlangban. Budapest.
- Mádlné Sz. J. - Virág M. - Erőss A. (2007): A Szemlő-hegyi-barlang csepegővizeinek vizsgálata a Budai Márga törmeléktakarón át történő beszivárgás értékelése céljából . *Földrajzi Közlemények* 1-4. pp. 371-382.
- Mari, L. - Fehér, K. (1999): The impacts of land use change on the Buda thermal karst: a study of Szemlő-hegy cave. In: Bárány-Kevei, I. – Gunn, J.: *Essays in the ecology and conservation of karst*, Spec. Issue of *Acta Geographica Szegediensis*. Szeged, pp. 104-111.
- Maucha L. et.al. (1987): Hidrológiai szakvélemény a Rózsadomb komplex környezetvédelmi vizsgálatához. VITUKI Hidrológiai Intézet, Budapest.
- Ravbar, N. (2007): The protection of karst waters : a comprehensive Slovene approach to vulnerability and contamination risk mapping. *Carsologica* 6. Postojna. Karst Research Institute at ZRC SAZU; Ljubljana.
- Takácsné Bolner, K. – Tardy, J. – Némedi, L. (1989): Evaluation of the environmental impacts in Budapest's caves on the basis of the study of the dripping waters. 10th International Congress of Speleology, UIS pp. 634-639.
- Takácsné Bolner K. (2001): Cseppkő-pusztulási jelenségek vizsgálata a Pál-völgyi-barlangban. *Karsztfejlődés* VI., Szombathely.
- Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont Hidrológiai Intézet (1992): Komplex geológiai vizsgálatok és fúrások a Rózsadomb környezetében. Budapest, PHARE 134/2.

A használt termálvíz-szikkasztás talajtani és környezeti hatásai

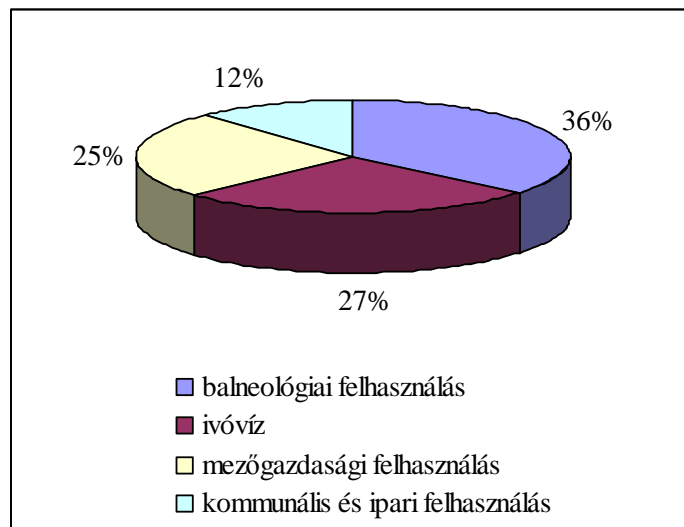
Balog Kitti

*Szegedi Tudományegyetem, 6722, Szeged, Egyetem u.2,
kit0822@gmail.com*

1. Bevezetés

A Kárpát-medencében a magas geotermikus grádiens érték miatt sok termálvíz lelőhely található. Hazánk területének 70 %-án tárható fel hévíz. A működő termálkutak többsége a Dél-Alföldön koncentrálódik. 2002-ben a termálvíz kutak száma 1303 db volt, ezek 60 %-a az Alföldön található, 30 %-uk nem termelő kút (meddő, ideiglenesen lezárt, vízszint észlelő vagy visszasajtoló kút). Az aktív kutak száma kb. 850 volt (Szanyi 2004).

A termálvíz hasznosítása igen sokrétű (1. ábra). A 30-40 °C hőmérsékletű hévizeket ivóvízként hasznosítják, valamint a mezőgazdaságban és az iparban üvegházak és gyáracsarnokok fűtésére használatos. A 40-50 °C hőmérséklet-tartományú termálvíz kerül balneológiai felhasználásra. Kommunális célokra pedig a 70-100 °C-os vizeket juttatják. A hazánkban kitermelt összes hévíz közel 50 %-a 40 °C-nál hűvösebb, 25 %-a 60 °C-nál melegebb, és csak 4 %-a éri el, vagy haladja meg a 90 °C-ot (Szanyi 2004).



1. ábra: A termálvíz felhasználás megoszlása Magyarországon

Forrás: Szanyi 2004

A Dél-Alföldön elterjedt az üvegházás növénytermesztés, a térségben meglévő kedvező termőhelyi adottságokból kifolyólag. Habár a használt hévíz kezelésében a visszasajtolás előretörőben van, ez a módszer igen költséges és gondos mérnöki munkát igényel, ezért hazánkban manapság még a földmedrű csatornában történő szikkasztás az elterjedt. Mivel ezek a nagy sótartalmú vizek végül időszakos természetes vízfolyásokba kerülnek, felmerül a környezetszennyezés veszélye. A nagy volumenben kitermelésre kerülő hévízmennyiség, és annak sokrétű felhasználása miatt vetődik fel a használat utáni elhelyezés problematikája, s válik aktuálissá kutatásom témája, a környezeti hatás vizsgálata.

Korábban a talajba szivárgó öntözővíz sótartalmának köszönhetően fellépő sófelhalmozódásról jelent meg jelentős mennyiségű szakkikk (többet között Várallyay 1999,

Karuczka 2004, Blaskó L. 2006), ami folyamatában igen hasonló a hévízszikkadás hatására fellépő sófelhalmozódáshoz, hiszen mindkettő megnövelheti a talajvíz szintjét, és különböző sókkal hozzá is járulhat a talajvíz összes só tartalmához, másodlagos szikesedést előidézve.

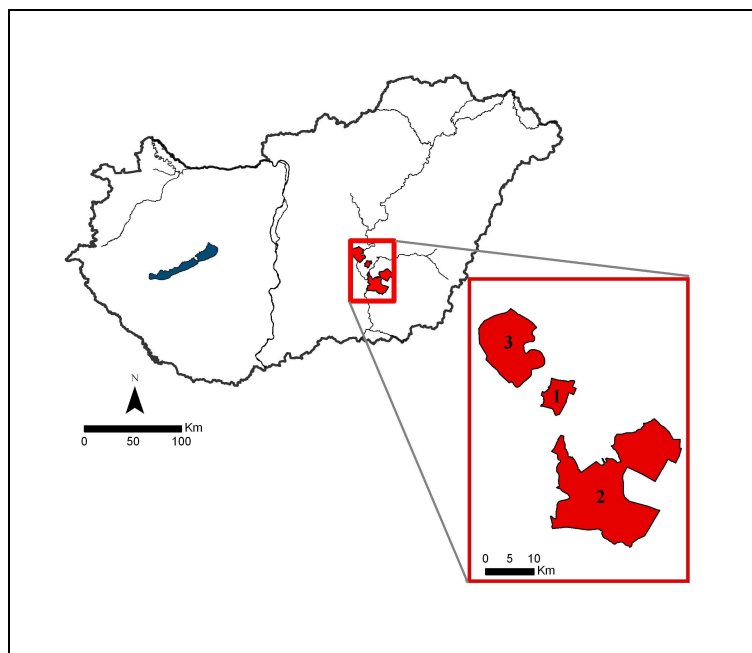
A probléma tehát abban áll, hogy a termálvizet - hőenergiájának felhasználása után - sokhelyütt földmedrű csatornákba illetve időszakos vízfolyásokba engedik, ahol fennáll a szikkadást követő talajszikesítő hatás veszélye. Ezen elhasznált hévizek elhelyezése a környezetre, talajra, talajvízre negatív hatással lehet. A használt termálvizek kémiai összetevői közül elsősorban a magas fenol koncentráció, ammónia, nitrit és nitrát tartalom, a nagy sókoncentráció, valamint a Na % magas értéke, ezen felül néhány fémes elem (As, Hg, Cd, Pb) jelent környezeti kockázatot (Szmektit Bt., Szeged talajtani szakvéleményeinek összegzése alapján, 2004-2007). A Na-ion szikesedési folyamatban betöltött kiemelt szerepére az irodalomban többhelyütt található utalás (pl: Mados 1943, Tóth T.-Szendrei G. 2006).

Nem feledkezhetünk meg a hőszennyezésről sem, ami a hűtőtóval nem rendelkező csatornarendszerekben okozhat problémát.

Ezen munka főleg a dél-alföldi hévizek magas sótartalmából és Na %-ából adódó szikesedési kockázatot vizsgálja. A fő kérdés, okoz-e másodlagos szikesedést, sófelhalmozódást a termálvíz szikkadása? Amennyiben okoz, ez a hatás milyen mélységig és távolságig mutatható ki az érintett területen a földcsatorna mentén.

2. Mintaterületek

Ennek bemutatására a választott mintaterületeim Cserkeszőlő, Szentes és Tiszakécske (2. ábra).



2. ábra: A mintaterületek elhelyezkedése Magyarországon
1. Cserkeszőlő, 2. Szentes, 3. Tiszakécske

A cserkeszőlői mintaterület csurgalék hévize termálfürdőtől ered, a másik két terület pedig kertészeti tevékenység kapcsán terhelt energetikailag használt hévízzel.

Az 1952 óta működő **cserkeszőlői** strandfürdő termálvizét két kút szolgáltatja. Az elsőt 1938-ban fúrták, de a háború alatt le kellett zárni, erre települt maga a komplexum. Talpmélysége

2311 m. A feljövő termálvíz hőmérséklete 82 °C. Az itteni termálvizet 1977-ben gyógyvízzé nyilvánították. A második kutat 1975-ben mélyítették 1159 m-ig, és 67 °C-os termálvíz nyerhető belőle. Gyógyvízzé nyilvánítása a közelmúltban ennek is megtörtént. Jelenleg a fürdő vízbázisát 3 db hideg vizes és a már említett 2 db gyógyvizes kút adja, tehát a földcsatornába érkező víz már kevert (http://www.cserkeszolo.hu/index_elemei/Page354.htm).

A fürdő területéről kilépve a használt hévíz zárt csőrendszeren keresztül áramlik, a településen kívül a zárt csatornából nyílt földcsatornába ömlik a víz (1. kép). Hosszú csatorna szakasszal csatlakozik be végül a „Fertőbe”, ami egy eredetileg is szikes területen fekvő sós vizű, mocsaras-tavas terület. A földcsatorna középső szakaszán szennyvíztisztító vize folyik be a lehűlt termálvízhez, így az innentől kezdődő csatornaszakaszra mintapontot már nem terveztünk (1. táblázat). A „Fertő”-ből a víz újabb földmedrű csatornán keresztül a Körösbe jut.

A mintaterület a Tiszazug kistájhoz tartozik, 83-95 mBf magasságú, ártéri szintű hordalékkúp síkság. Cserkeszölő környékén holocén öntésképződmények a jellemzőek. Meleg, száraz éghajlatú terület, évi középhőmérséklete 10,2-10,4 °C, az évi csapadék az 550 mm-t sem éri el. A területre jellemző talajvíz szintek 4 m mélységben vannak. A terület talajtípus szempontjából igen mozaikos. A szűkebb értelemben vett mintaterületen azonban csak réti csernozjom, futóhomok és réti szolonyec található. Mezőgazdasági műveléssel hasznosítják a környező területeket, a „Fertő” környéki réti szolonyeces területek azonban csak szikes legelőként hasznosíthatók (Marosi és Somogyi, 1990).



1. kép: A cserkeszölői terület mintázási pontjainak elhelyezkedése

Mintaszám	GPS koordináták		Jellemzők
	x	y	
1 v	738557	169376	termálvíz a földcsatornába folyáskor
2 v	738522	169298	a földcsatorna vize (termálvíz), a befolyástól 75 m-re
3 v	738538	169318	1 t talajvize
4 v	738586	169300	2 t talajvize
5 v	738621	169290	3 t talajvize
6 v	738473	169209	4 t talajvize
7 v	738476	169207	termálvíz a földcsatornából, a beömléstől 360 m-re
8 v	738450	169226	5 t talajvize
9 v	737990	167781	6 t talajvize
1 t	738538	169318	talajszelvény a csatornától 10 m-re (befolyástól 75 m-re), réti csernozjom talaj, mintázása 1,00 m-ig 20 cm-enként
2 t	738586	169300	talajfurat a csatornától 25 m-re, réti csernozjom talaj, mintázása 1,50 m-ig 20 cm-enként
3 t	738621	169290	talajszelvény a csatornától 50 m-re (kontroll), réti csernozjom talaj, mintázása 1,60 m-ig 20 cm-enként
4 t	738473	169209	talajfurat a csatornától 10 m-re (a befolyástól 360 m-re), homok talaj, mintázása 1,30 m-ig 20 cm-enként
5 t	738450	169226	talajfurat a csatornától 50 m-re (a befolyástól 360 m-re), kontroll a 4 t-hez, homok talaj, mintázása 1,60 m-ig 20 cm-enként
6 t	737990	167781	talajszelvény a csatornától 50 m-re, réti szolonyec talaj, mintázása 1,80 m-ig 20 cm-enként

1. táblázat: A cserkeszőlői terület mintapontjainak jellemzői

A **szentesi mintaterület** a Körösszög kataszterének határára esik. Tengerszint feletti magassága 80 és 96 m közötti. Alacsony, ármentes síkság, vertikálisan gyengén tagolt, relatív relief értéke kicsi. A felszínt morotvák, elhagyott folyómedrek kusza hálózata, 3-4 m magas kunhalmok tagolják. A rossz lefolyású, alacsony síksági részek belvízveszélyesek, helyenként folyóhátakkal elgátoltak. Éghajlata a mérsékelt meleg és a meleg éghajlati övezet határán fekszik. Száraz kistáj. Az évi középhőmérséklet 10,2 °C. A csapadékmennyiség 500-530 mm évente. Vízrajza változatos és sűrű. Számos csatorna tagolja, ennek ellenére igen száraz, gyér lefolyású a terület, erősen vízhiányos. Talajtípus tekintetében a területen réti talaj, öntés réti talaj, réti csernozjom talaj és csernozjom talaj volt a meghatározó. (Marosi és Somogyi, 1990)

A mintaterületül választott Szentese környéki kertészeti telepen a kitermelt termálvíz hőenergiáját fűtésre hasznosító üvegházak és fóliasátrak, valamint gazdasági épületek találhatók. A használat során lehűlt termálvíz a zárt fűtő csőrendszerből egy földcsatornán keresztül először egy hűtőtóba jut, majd újabb földcsatorna szakasszal csatlakozik a Vekeréri-főcsatornába. A csatorna teljes hosszában, valamint a hűtőtóban is folyamatos a termálvíz szikkadása (2. kép).

A hévizet szolgáltató, 1969-ben fúrt pozitív kút talpmélysége kb. 2000 m. A feltörő termálvíz hőmérséklete 99-100 °C, ami a hűtőtónak köszönhetően a befogadóba érésig akár 5 °C-ra is lehűlhet.

A mintázás során termálvíz-, talajvíz-, iszap-, és talajminta vételére került sor (2. táblázat).



2. kép: A szentesi terület mintázási pontjainak elhelyezkedése

Mintaszám	GPS koordináta		Jellemzők
	x	y	
1v	752 781	158 011	direkt termálvíz (a kútból a tartályba folyó termálvíz)
2v	752 782	158 046	talajvízminta az 1t talajminta vételi pontban
3v	752 869	158 225	a hűtővíz vize a part mentén (termálvíz)
4v	752 770	158 313	a csatorna vize (termálvíz)
5v	752 759	158 306	talajvízminta a 2t talajszelvény pontjában
6v	752 741	158 279	talajvízminta a 4t talajminta vételi pontban
7v	752 741	158 279	talajvízminta a 3t talajminta vételi pontban
1t	752 782	158 046	fúrt talajminta vételi pont a földcsatorna mentén, réti talaj, mintázás 1,65 m-ig 20 cm-enként
2t	752 759	158 306	talajszelvény a hűtővíz partján (innen származik még 2 bolygatatlan minta 2 különböző mélységből: 45-50 cm-ről és 110-115 cm-ről), típusos réti talaj, mintázás 1,60 m-ig 20 cm-enként
3t	752 726	158 273	fúrt talajminta a domb tetejéről, a búzamező mellől (kontroll terület), csernozjom talaj, mintázás 2,20 m-ig 20 cm-enként
4t	752 741	158 279	a 2t és a 3t között, velük egy vonalban vett fúrt talajminta, réti csernozjom talaj, mintázás 1,60 m-ig 20 cm-enként
1i	752 782	158 046	iszapminta a termálvíz csatornából ott, ahol a zárt csőrendszerből a szabadba jut
2i	752 869	158 225	iszapminta a hűtővízből a parthoz közel

2. táblázat: A szentesi terület mintapontjainak jellemzői

A **tiszakécskei mintaterületen** a vizsgálat tárgyául választott kertészeti telep az energetikailag hasznosított lehűlt termálvizet földalatti zárt csőrendszeren keresztül engedi bele a nyílt földmedrű csatornába a 2 v pontnál, ami az Ankalaposi csatornába vezet (3. kép, 3. táblázat).

A mintaterület a Pilis-Alpári homokhát kistáj és az Alsó-Tisza vidék kistáj találkozásánál fekszik. Relatív reliefe kicsi, felszíni formái döntően folyóvízi eredetűek, bár eolikus formák is megtalálhatók. Az évi középhőmérséklet 10,5-10,6 °C, az évi csapadék mennyiség 540-580 mm. Az általunk vizsgált kertészeti telep a Tisza magas árterén fekszik, talaja humuszos homok kategóriába sorolható, mellette az alacsony árterén réti talaj is található. A használt hévíz az Ankalaposi csatornába, onnan a Párhuzamos-csatornába, végül a Tiszába kerül. A terület közepes vízállású, talajvizeinek szintje a 130-240 cm közötti mélységre tehető (Marosi és Somogyi, 1990).



2. kép: A tiszakécskei terület mintázási pontjainak elhelyezkedése

Mintaszám	GPS koordináta		Jellemzők
	x	y	
1 v	727778	173180	talajvízminta a csatornától 5 m-re, a termálvíz befolyás alatt
2 v	727777	173185	termálvíz a csatornába folyáskor
3 v	727769	173190	felszíni víz az Anka-laposi-csatornából a termálvíz befolyásnál
4 v	727945	173083	felszíni víz az Anka-laposi-csatornából
5 v	727938	173079	talajvízminta a csatornától 10 m-re
1 t	727778	173180	talajfurat a csatornától 5 m-re, a termálvíz befolyás alatt, humuszos homok, mintázás 1,40 m-ig 20 cm-enként
2 t	727938	173079	talajfurat a csatornától 10 m-re , humuszos homok, mintázás 2,40 m-ig 20 cm-enként

3. táblázat: A tiszakécskei terület mintapontjainak jellemzői

3. Módszerek

A mintavételi pontok térbeli helyének megválasztásakor arra törekedtem, hogy az érintett csatornák/hűtő hatását vertikálisan és horizontálisan is kimutathassam. Tehát a csatorna különböző szakaszain, s attól távolodva is vettem mintákat. Ez azért fontos, mert nyilvánvaló, hogy a termásvíz paraméterei (pl: sótartalom és –összetétel, a fenol tartalom, az ammónia-nitrit-nitrát arány) változni fognak a földcsatorna mentén két mintavételi pont között. Ezeket a változásokat az adott szakaszok melletti talaj- és talajvíz mintákból vizsgálom. Valamint a csatornától egyre távolodó mintapontokkal behatárolható a csatornában szikkadó termásvíz talajra gyakorolt hatásának határa.

A mintaterületeken a talajtípusok változatosan jelennek meg. A mintapontok ezt a sokféleséget is tükrözik, hogy a genetikai talajtípus-különbségekből adódó, szikkadás hatására bekövetkező változások jellegzetességei összehasonlíthatók legyenek.

A mintavétel során a csatornában folyó használt termásvíz, a talajvíz illetve a talaj vizsgálatára került sor, Szentes esetében a hűtő iszapja is mintázásra került. A talajfuratokat minden esetben a talajvízig mélyítettük, s 20 cm-enként mintáztuk. A talajvízből a nyugalmi vízszint beállta után mintát vettünk, majd hűtve tároltuk. Az iszapmintákat kiszáritás után a talajmintákkal azonos módon kezeltük.

A mintaelőkészítés után a laborban a 4. táblázatban olvasható paraméterek vizsgálatára került sor. Az alapvizsgálati paramétereken túl az esetleges sófelhalmozódásról és szikesedésről információt nyújtó jellemzők meghatározása történt.

A pH mérés a MSZ-08-0206-2:1978 2.1. és a MSZ 21470-2:1981 5. szerint valósult meg WTW inoLab pH 720-al.

Az Arany-féle kötöttségi szám meghatározását a MSZ-08-0205:1978 5.1., 5.2. alapján hajtottam végre.

A vezetőképesség mérést és az összes só meghatározását OK-104 konduktométerrel végeztem a talajminták Arany-féle kötöttségének meghatározása után, a fonal-próbát adó konzisztenciájú talajpépből. Az erre vonatkozó szabvány a MSZ-08-0206-2:1978 2.4.

A kation és anion összetétel vizsgálatához a talajkivonatokat TEHTNICA 403 EVT horizontális körforgó rázógéppel készítettem elő, majd 4 µm-es lyukátmérőjű Filtrak szűrőpapíron átszűrtem.

A kation összetételt 1:5 arányú ammónium-laktátos talajkivonatból atomabszorpciós és emissziós spektrofotométerrel végeztem. A káliumot a MSZ 20135:1999. 4.1., 4.2., 5.3., 6. alapján, a kalciumot a MSZ-08-0213-1:1978 2.1.3. és a MSZ-08-0213-2:1978 1.6.1. alapján, a nátriumot a MSZ-08-0213-1:1978 2.1.3. és a MSZ-08-0213-2:1978 1.8. alapján, a magnéziumot pedig a MSZ-08-0213-1:1978 2.1.3. és a MSZ-08-0213-2: 1978 1.7.1. alapján (komplexometriásan) végeztem.

Az anion összetétel 1:5 arányú desztillált vizes kivonathatározandó titrálós módszerrel.

A hidrokarbonát- és karbonátionokat a MSZ 448/11-86 alapján, a kloridion tartalmat pedig a MSZ 448/15-82 alapján határoztam meg.

A szulfáttartalmat Helios Gamma UV-VIS spektrofotométerrel állapítottam meg.

A CaCO₃ tartalom meghatározása talajból Scheibler-féle kalciméter segítségével történt.

A hidraulikus vezetőképességet állandó víznyomás módszerével határoztam meg a MSZ-08-0205:1978 16.1.-ban foglaltak szerint. Ezután kiszáritás után egyszerű tömegmérés és számítás után a porozitás és a térfogattömeg is adódott.

A szerves anyag tartalom meghatározása Helios Gamma UV-VIS spektrofotométerrel történt a MSZ 21470-52:1983 2.-ban leírtak alapján.

A fenolftalein lúgosságot a MSZ-08-0206-2:1978 2.3. alapján mértem.

Vízminták	Talajminták
pH	vizes pH
összes só tartalom elektromos vezetőképesség méréssel	összes só tartalom elektromos vezetőképesség méréssel, talajpépből
kation összetétel (Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺)	kation összetétel (Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺)
anion összetétel (Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , SO ₄ ²⁻)	anion összetétel (Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , SO ₄ ²⁻)
Na% ¹ (számított)	CaCO ₃ tartalom
SAR érték (számított)	fenolftalein lúgosság (Na ₂ CO ₃ -tartalom)
	szerves anyag tartalom
	Arany-féle kötöttség
	porozitás
	térfogattömeg
	Na _s % ² (számított)
	Mg _s % ³ (számított)
	S-érték ⁴ (számított)

4. táblázat: A laboratóriumban vizsgált paraméterek jegyzéke

4. Eredmények

4.1. Cserkeszőlő

Eddigi tapasztalataim alapján az agyagos vályog fizikai féleségű, közepes humusztartalmú, jó pufferkapacitással és adszorpciós viszonyokkal rendelkező réti csernozjom talaj esetén, a cserkeszőlői mintaterületen a kontrollhoz képest gyenge sófelhalmozódást mutattam ki a csatornához közeli talajszelvényben (3. ábra). A sófelhalmozódás maximuma a 20-40 cm mélységre tehető. Az összes sótartalom láthatóan megnövekedett az A szintben. Ebben a mélységtartományban a CaCO₃ és a Na₂CO₃ mennyisége is nőtt, ami szintén hozzájárul az összes só gyarapodásához.

¹ Na%: A Na⁺-mint kicserélhető bázis- mennyisége az S-érték %-ában.

Kiszámítása:

$$Na_s\% = (Na \text{ (mgeé/100g)}/S\text{-érték (mgeé/100 g)}) \cdot 100 \text{ (Stefanovits- Filep-Fülek)}$$

Tulajdonképpen az S-érték Na⁺-ra vonatkoztatott értékét adja meg, így jellemzi a vizek szikesítő hatását.

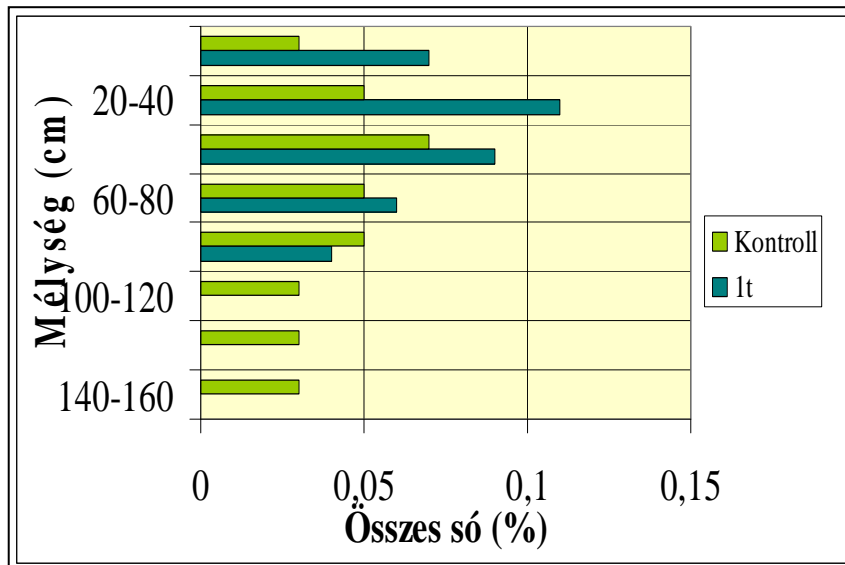
² Na_s%: A Na⁺ mennyisége az S-értékre vonatkoztatva. Talajokban, ha értéke eléri az 5 %-ot, fizikai degradáció indulhat meg, mely végül a talaj szikesedését okozhatja.)

³ Mg_s%: A Mg²⁺ mennyisége az S-értékre vonatkoztatva. Talajokban, ha értéke eléri a 30 %-ot, fizikai degradáció indulhat meg, mely végül szikesedéshez vezet

⁴ S-érték: Az erős bázisokat képező összes kicserélhető kation mennyisége 100 g talajban.

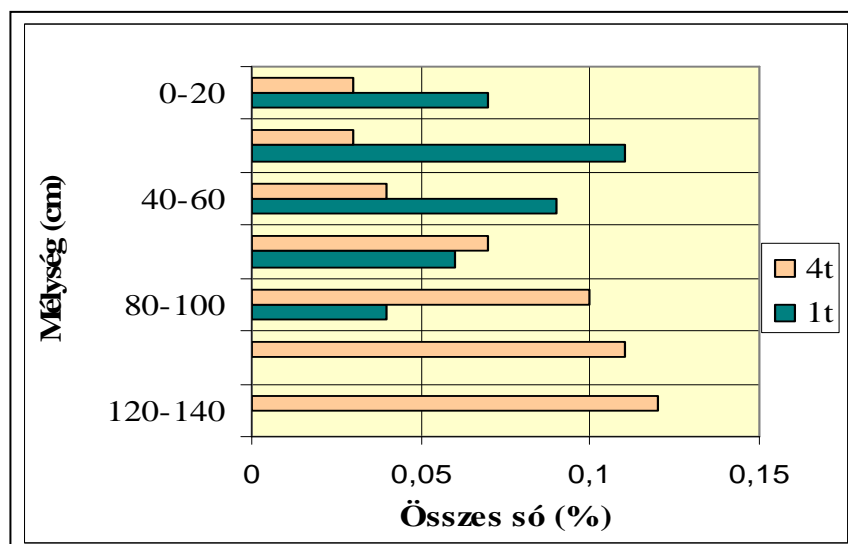
Kiszámítása:

$$S = (Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+}) \text{ mgeé/ 100 g (Stefanovits- Filep-Fülek)}$$



3. ábra: A cserkeszőlői réti csernozjom talaj sótartalma

A cserkeszőlői mintaterület kétféle talajtípusának összevetésekor megállapítható, hogy míg a nagyobb adszorpciós kapacitású réti csernozjom talaj a szelvény A szintjében halmozza fel a sókat, addig a homokos jellegű talaj a mélybe, akár a talajvízig engedi lehatolni az elszivárgó, nagy sótartalmú hévizet. Ezen felül a csapadék általi kimosódást sem gátolja semmi. Itt tehát a kezdődő sófelhalmozódás a talajszelvény C szintjére tehető, így az eredeti talajtípus mélyben sós változata alakul ki (4. ábra).

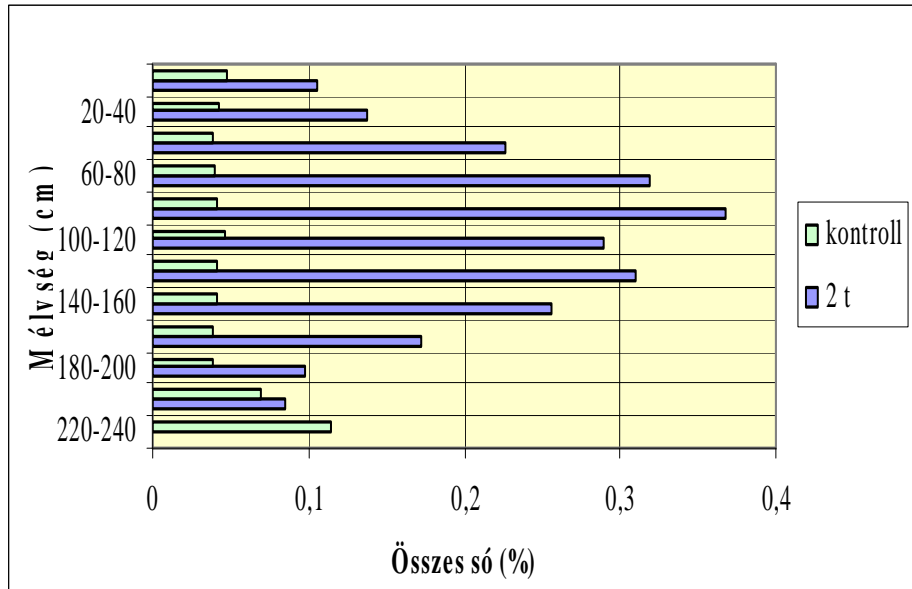


4. ábra: A cserkeszőlői mintaterület talajtípusainak sóprofilja
 (1 t: réti csernozjom talaj, 4 t: homok talaj)

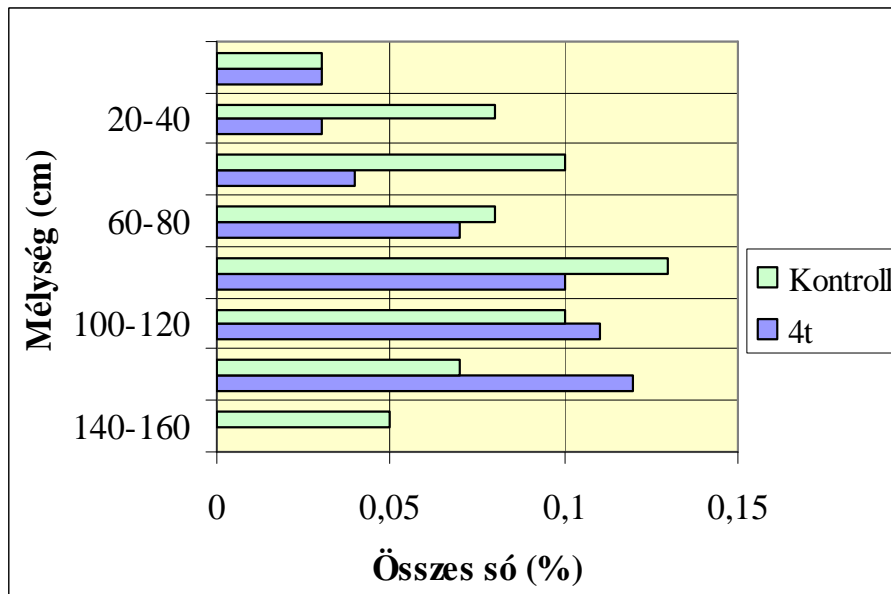
4.2.Szentes

A talajtípusok különbségéből adódóan látható, hogy a sófelhalmozódás szintjében és mértékében is jelentős különbségek adódnak. A nagyobb agyagtartalmú talajokban (Szentes) a leszivárgás és a párolgás időszakos egyensúlyában a só a B szintben halmozódik fel. Homokos fizikai féleségű, kevés aktív kötőhellyel rendelkező talaj esetén (Cserkeszőlő) a víz szabad úton leszivároghat, kapilláris emelése elhanyagolható, tehát a sófelhalmozódás a

szelvény alján történik. A talajvíz sótartalmát emeli, ami aztán a talajvíz áramlási rendszerrel tovább is képes szivárogni. Ez a folyamat homokos talajú területeken bármely szennyező esetén lejátszódhat (5. A, és B, ábra).



5. A, ábra



5. B, ábra

5. ábra:

A, A szentesi hűtőtő melletti agyagos réti talaj és a
 B, cserkeszőlői csatorna melletti homokos jellegű talaj sóprofiljának összevetése

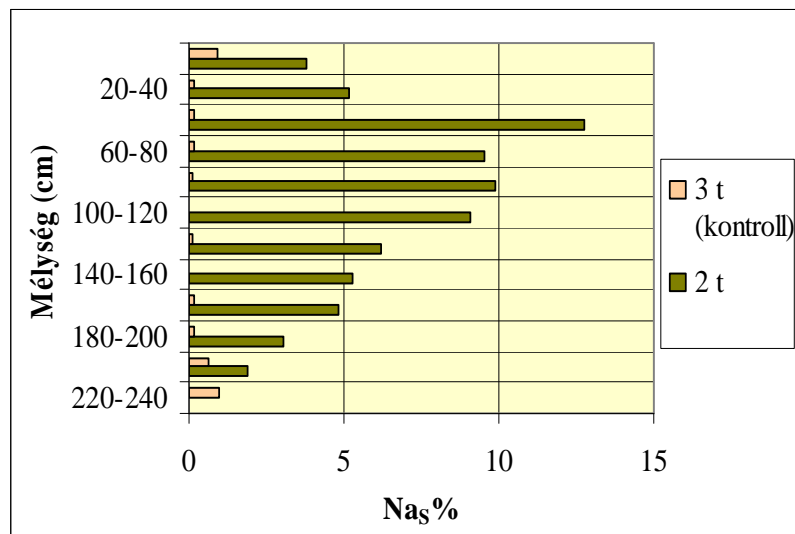
4.3. Tiszakécske

A szentesi réti talajt, és a tiszakécskei homok talajt összehasonlítva látszik, hogy a szentesi nagy Na^+ tartalmú termálvízből a talaj valóban sok Na-ot volt képes megkötni, ezzel szemben a szintén magas $\text{Na}\%$ -ú tiszakécskei termálvízből a homoktalaj szinte semennyit sem

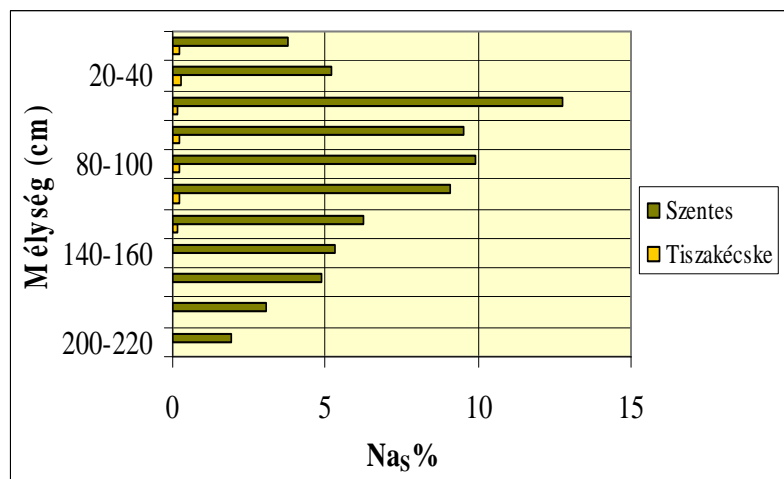
adszorbeált (7. ábra). Szentesen ez az 5 %-ot meghaladó $\text{Na}_s\%$ már szikesedésre utal (6. ábra). Itt a Na^+ hatására megkezdődő fizikai talajleromlás jelei (peptizáció, magas holtvíz-tartalom, elfolyósodás, erős duzzadóképeség, rossz vízáteresztés) már észlelhetőek voltak (4. kép).



4. kép: A szentesi mintaterület talaja

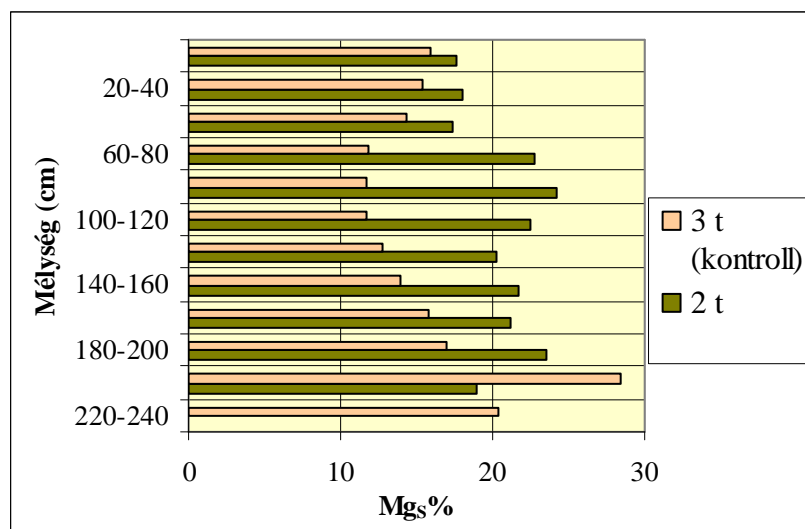


6. ábra: A szentesi talaj $\text{Na}_s\%$ -ának szelvénybeli megoszlása a kontrollponthoz képest

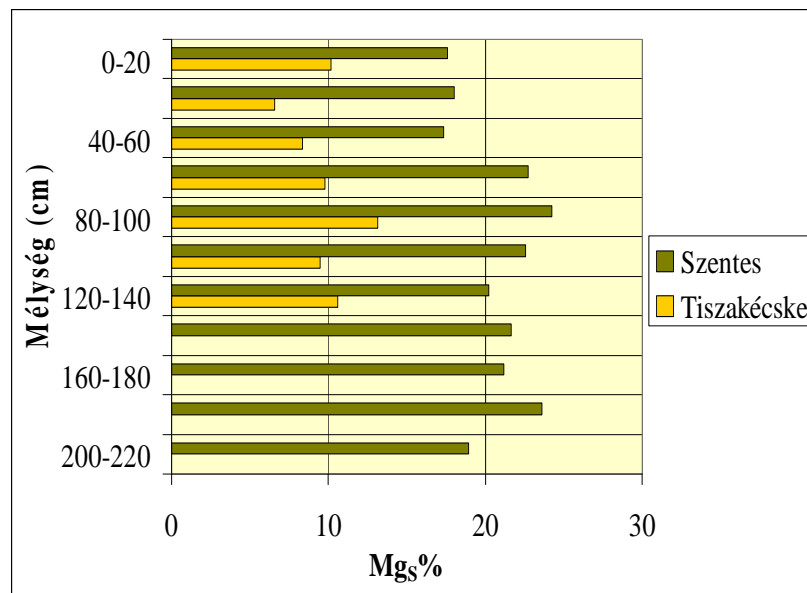


7. ábra: A szentesi és tiszakécskei talaj NaS%-ának szelvénybeli megoszlása

A Mg^+ is megindíthat fizikai talajdegradációt, ha a $Mg_s\%$ értéke eléri a 30%-ot. Megállapítható, hogy Szentesen a kontroll ponthoz képest a B szintben történt nagyobb mértékű Mg^+ felhalmozódás, de még nem éri el a kritikus szintet (8. ábra). $Mg_s\%$ tekintetében a szentesi és a tiszakécskei szelvény mélységbeli megoszlásának lefutása igen hasonló, de a szentesi mintaterületen mennyisége jóval nagyobb (9. ábra)



8. ábra: A szentesi talaj $Mg_s\%$ -ának szelvénybeli megoszlása a kontrollponthoz képest



9. ábra: A szentesi és tiszakécskei talaj MgS%-ának szelvénybeli megoszlása

5. Összegzés

Eddigi megállapításaim a témával kapcsolatban a következőkben foglalhatók össze:

- Ha gyenge is, de több esetben felfedezhető sófelhalmozódás és szikesedés a termálvíz által érintett területeken, ezen másodlagos folyamatok beindulásában a Na^+ mellett a Mg^+ -nak is jelentős szerepe van.
- Különböző genetikai talajtípusú területeken különböző a szikkadó termálvíz hatása:
 - a homok fizikai féleségű talajok esetén, mivel igen kicsi a humusz- és agyagtartalmuk, gyakorlatilag nem kötik meg a szennyezőket, ezért azok a mélyebb rétegekbe, a talajvízig is leszivároghatnak;
 - a nagyon kötött területeken viszont a szivárgás is csökkent, hiszen a nagy agyagtartalom miatt közel vízzáró helyzet alakul ki, ha mégis előáll szivárgás, a magas pufferkapacitás miatt a szennyezők nem képesek a talajvízre terhelést kifejteni.
- A csatornában szikkadó termálvíz hatásának kiterjedését illetően a szentesi mintaterületen a hűtőpartjától 10 m-re fekvő mintapontban megfigyelhető volt sófelhalmozódás, azonban a parttól 40 m-re található kontroll mintapontban már nem, így a folyamat határa a parttól számított 10-40 m közé tehető.
- Megfigyelhető a termálvíz hőhatása is, hiszen méréseim során azt tapasztaltam a cserkeszőlői vizsgált területen, hogy a csatornához közeli mintapontban a talajvíz 3 °C-kal magasabb hőmérsékletű volt, mint a távolabbi mintavételi helyeken. A csatornában folyó víz hőmérséklete akár az 50-60 °C-ot is elérheti, ennek jelentős lehet a környezeti hatása, s ellehetetleníti az élőlények csatornában való megtelepedését. A befogadóba érkező nagy hőmérsékletű víz már lehűl, főleg ha ennek elérése érdekében hűtővizet is beépítettek a csatornarendszerbe, így ott már lehetőség nyílik különböző növény és állatfajoknak is a megtelepedésre. Ennek a hatásnak további vizsgálata érdekében tervezem egyéb mintaterületek talajvíz hőmérsékletének mérését.

5. Irodalomjegyzék

- Blaskó L.: 2006 Talajromlási folyamatok és mérséklési lehetőségeik a Tiszántúl kötött talajain, http://www.avacongress.net/ava2005/presentations/plenary_III/6.pdf
- Karuczka A.: Kecskemét, 2004 Öntözővíz hatása a sómértlekre és a talajtulajdonságokra, Talajvédelem (különszám) Talajtani Vándorgyűlés
- Mados L.: 1943 A szikesedés és a víz, Hidrológiai Közlöny, 23. évf., 1-6 sz./1943

- Marosi S. - Somogyi S. (szerk.): Bp., 1990 Magyarország kistájainak katasztere 1., MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben készült Dr. Pécsi Márton elgondolása szerint
- Stefanovits P.-Filep Gy.-Füleky Gy.: Mezőgazda Kiadó, Bp.1999 Talajtan
- Szanyi J.: 2004 Magyarország geotermikus adottságai, Magyar Geológiai Szolgálat dél-alföldi Területi Hivatal számára készült tanulmány
- Tóth T.- Szendrei G.: Miskolc, 2006 A hazai szikes talajok és a szikesedés, valamint a sófelhalmozódási folyamatok rövid jellemzése, Topographia Mineralogica Hungariae, Vol. IX., 7-20.
- Várallyay Gy.: Bp. 1999 Szikesedési folyamatok a Kárpát-medencében, Agrokémia és Talajtan, Tom. 48. (1999) No. 3-4. 399-415. o.
- http://www.cserkeszolo.hu/index_elemei/Page354.htm

A talajok NO₃⁻ forgalma 1992-től 2000-ig Csongrád megyében

Borcsik Zoltán

*Csongrád Megyei Mezőgazdasági Szakigazgatási Hivatal
Növény és Talajvédelmi Igazgatóság
SZTE-TTIK Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék
borcsik.zoltan@csongrad.ontsz.hu*

1. Bevezetés

Hazánkban is az 1970-es, 1980-as években a műtrágyaadagok emelésével látványos termés hozam növekedés következett be. A tápanyagmérleg a 1980-as évek végére pozitívvá vált, azonban a túlzott műtrágyaadagoknak a környezetben, elsősorban a talajban előidézett káros hatásaival a termelők nem számoltak (Füleky, 1997). A túlzott műtrágyázás káros hatásait az állattartó telepeken szigeteletlen tártolókban tartott trágyaféleségek és a települések csatornázatlansága is növelte, a talajvizeinken megindult a nitrát feldúsulási folyamata. A mezőgazdaság szerkezeti változásainak az 1990-es években először a szakmaiság esett áldozatul, így sok esetben tapasztalható volt a trágyázás teljes hiánya, vagy a túltrágyázás. Jelenleg a műtrágya felhasználást alapvetően a piaci viszonyok befolyásolják, csekély figyelmet kap az okszerű növénytáplálás, és a környezetterhelés minimális szinten tartása.

A további szennyeződés elkerülése érdekében a környezetvédelmi, és a mezőgazdasági termelésre vonatkozó szabályokat is szigorították, meghatározták a nitrát érzékeny területeket, melyeken fokozott figyelemmel kell gazdálkodni különösen a nitrogén hatóanyag felhasználásával kapcsolatban.

2. A nitrogén szerepe

Minden élőlény szervezete tartalmaz nitrogént, amely fontos alkotórésze a fehérjéknek és az aminosavaknak. A protoplazma szintéziséhez nélkülözhetetlen fehérjék alkotója. A fiatal növény fejlődése, növekedése, az új sejtek képződése, csak nitrogén jelenlétében mehet végbe, mivel az enzimek nukleinsavak, alkaloidák és a klorofil is nitrogént tartalmaz. A növény a vegetatív fejlődése kezdetén igényli a legtöbb nitrogént. Megfelelő nitrogén ellátás esetén fokozódik a fehérjék képződése meggyorsul a növekedés, csökken a levelek elöregedése. A túlzott nitrogén adagok hatására azonban a növények erősen vegetatív jellegűvé válnak, későbbre tolódik a virágzás, a megtermékenyülés és az érés szakasza. A nagy lombzat esetenként feleslegesen párologtat, a laza szerkezetű növényi szövetek hajlamosabbak lesznek a megbetegedésekre. Az őszi vetéseknél a túlzott nitrogén felvétellel csökken a fagy és télállóság, mert a fehérjeszintézis miatt kevesebb lesz a sejtek cukorkoncentrációja. A növény a nitrogén szükségletét többségében nitrát és amóniumionok formájában veszi fel. A növények nitrogén tartalma a talajból származik, mely a természetes N körforgásból és a nitrogén hatóanyag különböző formákban történő pótlásából kerül be a talajba. Az élelmiszeripari igények kielégítésében nagy szerepet játszanak a folyamatos technológiai fejlesztések (gépesítés, kemizálás). Fontos, hogy a talajba juttatott nitrogén hatóanyagot ne hagyjuk elveszni, a jelenlegi magas műtrágyaárak mellett ne adagoljunk felesleges kimosódó többletet, még szerves trágyából és komposztanyagokból sem. A hazai nitrogénműtrágya felhasználás az 1960-as évek végétől folyamatosan emelkedett, a hektáronként felhasznált N-hatóanyag mennyisége az 1980-as évek elejére elérte a 282 kg/ha adagot. A N-műtrágya felhasználás drasztikus visszaesése 1990-ben következett be, azóta átlagosan 50 kg/ha N-műtrágyát használnak fel a mezőgazdaságilag művelt területeken (Németh, és Várallyay, 1998, Füleky, 1997).

3. A nitrogén vertikális mozgása

A művelt rétegben a nitrogén több mint 95 %-a szerves kötésben van jelen és mennyisége a humusztartalommal arányos. A szerves N formák közül az ammónium és a nitrát fordul elő nagyobb mértékben, míg a nitrit, csak intermediéerként mutatható ki. A növények a talaj összes nitrogéntartalmának csak a tört részét képező szerves nitrogénformákat tudják hasznosítani NO_3^- és NH_4^+ ionként. A talajkolloidok negatív töltése következtében a negatív töltésű nitrát ionok nem kötődnek a talaj szilárd fázisához, így mozgásuk a konvekciós anyagmozgásnál gyorsabbnak tűnik. Ezzel szemben azokon a talajokon, amelyekben pozitív töltésű kolloidok is vannak, az anionok megkötődnek, ezért csökken a nitrát kimosódás mértéke. Ahhoz, hogy egy adott talajrétegből vertikális úton fellépő N-veszteség, kimosódás történjen, két tényező együttes megléte szükséges (Németh, 1996), legyen nitrát formában lévő nitrogén az adott rétegben, és a csapadék át tudja mosni ezt a réteget (lefelé irányuló vízmozgás). A jól szellőző, jó vízáteresztő képességű talajokban a beszivárgó víz elhagyja a gyökérszónát, áthalad egy telítetlen zónán, mielőtt elérheti a talajvízszintet, a telített zónát. Az átszivárgás sebessége ebben a telítetlen talajrétegben arányos a beszivárgó víz mennyiségével és fordítottan arányos a talaj térfogatos víztartalmával (Kádár, 1992). Mivel a nitrát a vízzel mozog, a kilúgzott nitrát mennyisége végső soron az átszivárgott víz mennyiségétől és annak nitrát-koncentrációjától függ. Minél nagyobb egy talaj nitrát-N tartalma és minél nagyobb a vízáteresztő képessége, annál nagyobb nitrát-veszteség jelentkezhet. Ha mind az átszivárgó víz mennyisége-, mind annak N-tartalma nagy, igen jelentős lehet a N-veszteség is. Az átszivárgó víz mennyiségének ismerete nélkül azonban a nitrát-koncentráció önmagában nem elegendő indikátora a tényleges kilúgzásnak (Németh et al., 1987-1988). Kis vízmozgáskor a nitrát tovább tartózkodik a gyökérszónában, miközben a növény fel tudja venni, vagy a talajban át tud alakulni. Szélsőségesen csapadékos viszonyok, vagy nagy mennyiségű öntözővíz hatására a nitrát-nitrogén bizonyos határokon belül nagymértékben elvándorol a talajban levő vízzel (Debreczeni és Debreczeniné, 1983). Nem kellően megválasztott öntözési módszer, túltrágyázással, esetleg drénezéssel kombinálva többszörösére növelheti a talaj felsőbb szintjeiből kilúgozódó nitrát mennyiségét.

A növények nitrogén ellátásban a légkör képezi a tartalékforrást, bár a növények levegő nitrogénjét nem tudják közvetlenül megkötni, csak egyes mikroszervezetek közreműködésével válik hozzáférhetővé.

A kimosódás során a nitrát-nitrogén a talajszelvényen átszivárgó vízzel elhagyja a gyökerekkel átszött talajréteget, és a mélyebb talajrétegekbe, esetenként a talajvízbe jut. A kilúgozás elsősorban a nitrát-nitrogénél játszhat szerepet, az ammónium, illetve a nitrát-N ionok eltérő adszorpciója és mozgékonysága miatt (Füleky, 1999).

Hazai viszonyok között, még az intenzíven művelt mezőgazdasági területeken is a szakszerű nitrogén műtrágyázást követően csak a kedvezőtlen körülmények összejárása esetén mosódhat ki nitrát-nitrogén a talajszelvényből (Várallyay-Németh, 1995). Viszont amennyiben túltrágyázás történik, még az évenkénti negatív vízmérleg esetén is van lehetőség arra, hogy a nitrát a gyökérszónát elhagyja. A környezeti feltételektől (talajféleség, talaj-nedvességtartalom, hőmérséklet, csapadék) függően ugyanaz a nitrát-ion koncentráció más-más mértékű potenciális szennyezőforrást jelent. A talajban található nitrát mélyebb rétegekbe történő elmozdulása, esetlegesen a talajvízbe mosódása az alábbi tényezőktől függ (Németh, 1998):

a) Talajadottságok:

- a talajvíz feletti réteg vastagsága,
- a talajszelvény rétegezethez,
- a szelvény szintek (rétegek) mechanikai összetétele, vízgazdálkodási tulajdonságai,
- egyéb fizikai, kémiai és (mikro) biológiai tulajdonságok.

b) Környezeti feltételek:

- a csapadék mennyisége, megoszlása, intenzitása és formája,
- domborzat
- a hőmérséklet

c) Termesztési feltételek:

- a termesztés színvonala: korszerű vetésváltás, a helyes utánpótlási szaktanácsadás figyelembevétele,
- termesztési technológiai feltételek (gépesítés, drénezés, öntözés, műtrágyaválaszték stb.).

A nitrát mélyebb rétegekbe történő bemosódásának három fő típusa van:

- a talajvízzel együtt áramolva (konvekció)
- koncentráció gradienseknek megfelelően molekuláris diffúzióval
- diszperzióval, melyet a vízmozgás helyi sajátosságai (iránya, sebessége) határoznak meg (Németh, 1996).

Az időjárás hatással van a gazdálkodók által felhasznált műtrágya mennyiségére és ezzel együtt a nitrát mozgására is. A nitrát-nitrogénnek a leggyorsabb, illetve a kedvezőtlenül mélyre hatoló kimosódása a téli időszakban megy végbe (Bocz, 1992). A műtrágya őszi alkalmazása a talajban 70 cm-nél mélyebb mozgást is lehetővé tesz, tavaszi N-fejtrágyázáskor a növény N-felvétele, illetve a szivárgó víz csökkenése miatt kisebb a kimosódás (Debreczeni és Debreczeniné, 1983). Ezért fontos a kisadagú többszöri nitrogén fejtrágyázás és a tavaszi indítótrágyázás.



1. ábra a nitrogén körforgása. (Forrás: Horváth, 2005)

A kimosódásra (1. ábra) különös figyelmet kell fordítani nemcsak közgazdaságilag káros hatásai miatt, hanem a környezetvédelmi szempontok miatt is. A felszíni vizekbe kerülő NO_3 a vizek gyorsabb eutrofizációját okozza, szennyezi a rétegvizeket, ezáltal veszélyezteti az emberek, és az állatok számára a biztonságos ivóvizet.

4. A talaj nitrogén terhelésére vonatkozó jogi szabályozások

A WHO szerint napi 0,5 mg/testtömeg kg nitrát juthat huzamosabb ideig a szervezetbe egészségkárosodás veszélye nélkül. A nitrit halálos adagja egyszerre a szervezetbe kerülve 0, 18-0,25 g. A methaemoglobinaemia megelőzésére az Egészségügyi Minisztérium rendeletének megfelelően a

csecsemőknek (3 hónapos kor alatt) 40 mg/l-nél magasabb nitrát-tartalmú víz semmilyen formában nem adható!

Az Európai Bizottság 2001-ben elfogadta a 6. Környezetvédelmi Akcióprogramját (COM (2001) 31 final), melyben célként megfogalmazták a monitoring rendszerek működtetését Céljuk, hogy azokról a változó talajparaméterekről szolgáltatassanak információkat, amelyek a talajfunkciók szempontjából fontosak, mint a tápanyag ellátottság, szervesanyag-tartalom, biodiverzitás és nehézfém szennyezés.

A program 4 prioritási területet jelöl ki, úgymint:

- egészség és környezet,
- természet és biodiverzitás,
- természeti erőforrások fenntartható használata,
- hulladékgazdálkodás.

A 81/2007 Kormány rendelet szerint Csongrád megye területének 3 %-a nitrát érzékeny. A Mezőgazdasági Parcellaazonosító Rendszer (MeRAR) blokkszinten határozza meg jogszabály alapján a nitrát érzékeny területeket. Nitrát érzékeny az a víz (a 49/2001 Kormány rendelet értelmében), amelynek nitrát tartalma az 50 mg/l értéket meghaladja (ivóvíz esetében 25 mg/l), ez alapján jelölték ki a nitrát érzékeny területeket. A gazdálkodóknak mezőgazdasági tevékenységük során az 50/2008 FVM rendeletet (Helyes mezőgazdasági környezeti állapot) és az 59/2008 FVM rendeletet (Vizek mezőgazdasági eredetű nitrát szennyezés elleni védelméről) kell betartaniuk.

5. A Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer (TIM).

A TIM-et az MTA Talajtani Kutatóintézete dolgozta ki 1991-ben, a tényleges észlelés 1992-ben kezdődött.

A 2007. évi CXXIX tv. A termőföld védelméről az alábbiakban rendelkezik a TIM-ről:

33. § (1) Az állam a talajok minőségi változásainak, környezeti állapotának folyamatos figyelemmel kísérése céljából országos Talajvédelmi Információs és Monitoring rendszert (a továbbiakban: TIM) működtet. (2) A TIM az ország egész területére kiterjed művelési ágak, tulajdonjog és egyéb szempontok szerinti korlátozás nélkül. (3) A TIM működtetéséhez szükséges monitoring tevékenységet az érintett ingatlan földhasználója, kezelője, tulajdonosa tűrni köteles. A monitoring tevékenységgel kapcsolatos munkák végzéséről az ingatlan tulajdonosát (használóját) előzetesen értesíteni kell.

A TIM az ország egész területére kiterjed, 1236 mérési pontot foglal magában, művelési ágak, tulajdonjog és egyéb szempontok szerinti korlátozások nélkül. Az alapállapot rögzítése érdekében az első évben igen széleskörű vizsgálatokra került sor. A vizsgálandó paraméterek egy részét, csak egyszer, ebben az első évben határozták meg. Az egyes talajtulajdonságok időbeli változékonyságától függően a vizsgálatokat évente, három- vagy hat évenként kell megismételni.

A nitrogén hatóanyag meghatározására két elterjedt módszert alkalmaznak. Az első a humusztartalom és a nitrogén mennyisége közötti szoros összefüggést használja ki, ezért 1% humusz = 0,058 % nitrogénnel egyenértékű. A második módszer, - amit a TIM vizsgálatoknál is alkalmaznak - az 1 molos KCl oldatos kivonás. A NO₂-NO₃ vizsgálatot minden évben elvégzik, melynél a talajkivonatban lévő nitrát és nitrát-nitrogén mennyiségét együttesen határozzák meg úgy, hogy a nitrátot nitritté redukálják.

6. Alkalmazott módszerek

A TIM országos mérőhálózata (2. ábra) 3 típusú észlelést foglal magában: A rendszerben háromtípusú észlelést különböztetnek meg, a terület hasznosításától és a környezet jellemzőitől függően:

- I pont: információs monitoring pont (mezőgazdasági területek)- 865 db.
- E pont: erdészeti pont- 183 db.
- S pont: speciális pont-189 db.

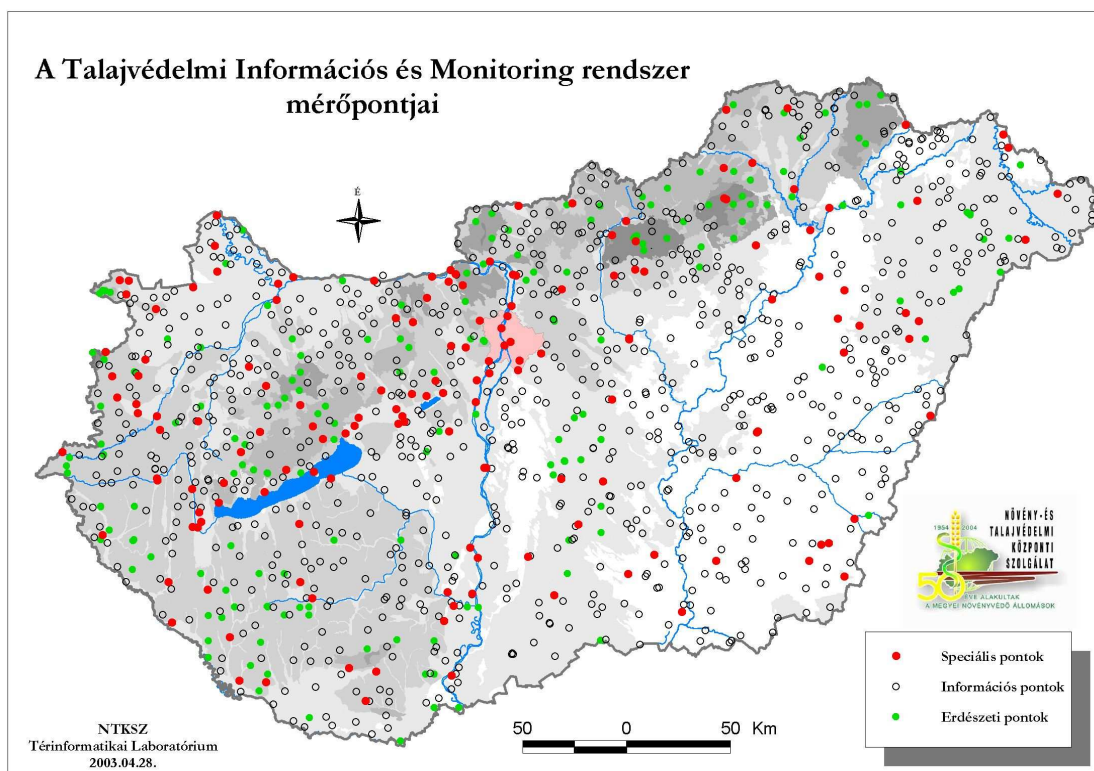
A rendszeres felméréseknek köszönhetően az adatok alapján pontos képet kaphatunk talajaink állapotáról.

Csongrád megyében 44 mintavételi hely van. A talajmintavétel tápanyagtartalom meghatározáshoz két ideális időszak van, a tavaszi és a nyár őszi időszak. Minták begyűjtésének ideje a TIM módszertana szerint, minden év szeptember 15-től október 15-ig terjedő időszakban van, mert ilyenkor a mezőgazdaságilag hasznosított területek nagy részén a termést már betakarították, a növényeket még nem vetették el, a szerves és műtrágyázás még nem kezdődött meg.

Vizsgálataim alapjául a TIM Csongrád megyei talajszelvényei közül kiválasztott 16 pontjának nitrát-N eredményeit használtam. A kiválasztott pontok esetében a három felső talajszintet értékelem különböző talajtípusokon, tekintve a nitrát szelvénybeli változását a tenyészidőszak alatti csapadék mennyiségének függvényében, az 1992-től 2000-ig terjedő vizsgálati időszakban. Megemlítem, hogy a szabályoknak megfelelő, pontos mintavételi eljárásnak és az akkreditált laboratóriumban történő méréseknek köszönhetően jutottam hiteles információkhoz. Ezek az adatok az MGSZH Központ Növény-, Talaj- és Agrárkörnyezet-védelmi Igazgatóság TIM számítógépes adatbázisából lettek leválogatva.

Ezek alapján az 1. számú minta a legfelső talajszintből (0-30 cm), a 2. számú minta általában a B. szintből (30-60 cm), a 3. számú, pedig a harmadik C (60-90 cm) szintből származik. A 44 db mintavételi helyből 16 pontnál találtam a 3. mintavételi szintben a felső kettő szintnél nagyobb mennyiségű nitrát-értéket. A leválogatott adatokat táblázatokban (1. táblázat), illetve diagramok segítségével jelenítettem meg.

A kimosódást és a nitrogén hatóanyag hasznosulását nagymértékben meghatározza a tenyészidőszak időjárása.



2. ábra a TIM országos mérőhálózata Forrás: TIM kézikönyv (Forrás: Marth és Karkalik, 2004)

A tenyészidőszakban lehulló nagymennyiségű csapadék a nitrogénformák kimosódását okozhatja. Az 1992-től 2000-ig tartó ciklus mérési eredményeit az 1. táblázatban láthatjuk. Az eredményekből jól látszik, hogy a 44 mintavételi helyből 16-nál találtunk nitrogén lemosódására

utaló adatot. A talajokban a csapadék és a talajvíz fontos szerepet játszik a talajok NO₃ forgalmának alakításában. A már említett függőleges irányú nitrogénmozgást a talajra kerülő víz határozza meg a mozgás intenzitását pedig a csapadék, vagy öntözővíz mennyisége befolyásolja (Németh, 1996).

A továbbiakban ezeken mérési pontok eredményeit elemezzük. A vizsgált 16 db mintavételi pontban az alábbi talajtípusok vannak:

- 02. TIM pont Eperjes, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-mélyben sós
- 03. TIM pont Szentes, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom- karbonátos
- 06. TIM pont Szentes, a talaj típusa, altípusa: réti talaj-mélyben szolonyeces
- 07. TIM pont Szentes, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom- mélyben szolonyeces
- 10. TIM pont Nagymágocs, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom- mélyben szolonyeces
- 12. TIM pont Hódmezővásárhely, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom- mélyben sós
- 13. TIM pont Szeged, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-karbonátos
- 16. TIM pont Nagytőke, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-szolonyeces
- 21. TIM pont Pusztamérges, a talaj típusa, altípusa: humuszos homok-karbonátos
- 24. TIM pont Üllés, a talaj típusa, altípusa: réti talaj-karbonátos
- 29. TIM pont Ópusztaszer, a talaj típusa, altípusa: meszes vagy mészlepedékes csernozjom-típusos
- 30. TIM pont Kiszombor, a talaj típusa, altípusa: réti talaj-karbonátos
- 32. TIM pont Csanádpalota, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-szolonyeces
- 33. TIM pont Csanádpalota, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-karbonátos
- 38. TIM pont Apátfalva, talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-karbonátos
- 39. TIM pont Hódmezővásárhely, a talaj típusa, altípusa: réti csernozjom-mélyben sós

	1992			1993			1994		
Csapadék (mm)	208			215			302		
	1.	2.	3.	1.	2.	3.	1.	2.	3.
Pont száma	szint	szint	szint	szint	szint	szint	szint	szint	szint
2.	17,1	243	198	32,4	164	161	11,1	25,1	120
3.	2,6	14,7	24,2	10,6	3,8	4,9	13,4	5,1	31,7
6.	10,1	2,5	22,7	3	10,7	32,7	24,5	5,4	3,5
7.	5,6	8	16,4	9,5	3	9	6,9	3,7	3,1
10.	3,1	6,7	220	10,5	2,3	35,6	6	4,5	147
12.	44,4	5,5	15,2	22,9	6,6	17,8	10,9	4,1	13,2
13.	18,6	63	28,1	11,8	13	31,2	12,4	8,4	45,5
16.	7,2	7,8	2,8	7,2	5,5	49,4	20,3	40,3	9,8
21.	1,7	1,9	2	0,3	1,4	2,3	3,4	2,3	1,6
24.	31,2	3,2	1,8	19,1	2	4	22,4	1,4	4,7
29.	5,9	7,7	8,5	12,1	3,2	2,6	15,7	5,4	6
30.	9,5	47,2	4,7	34,1	18,1	3,9	43,2	31,7	60
32.	11,6	37,7	34,7	37,3	7,4	12,3	34,7	7,6	8,3
33.	4,1	1,8	1,1	13,3	11	10,3	17,3	24,4	47,7
38.	13,4	41,5	47,7	15,1	21,3	20,7	16,6	37,6	14,6
39.	4,1	1,8	1,2	20	19,5	41,5	15,4	10,2	56,5

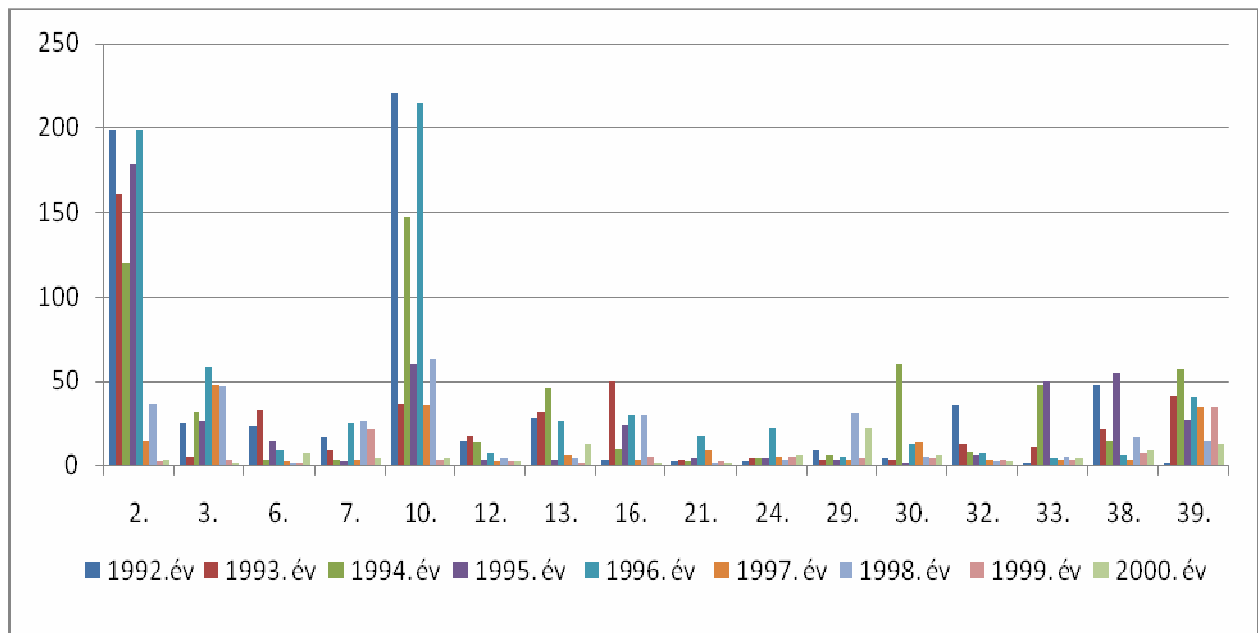
	1995			1996			1997		
Csapadék (mm)	338			435			331		
	1.	2.	3.	1.	2.	3.	1.	2.	3.
Pont száma	szint	szint	szint	szint	szint	szint	szint	szint	szint
2.	18,3	29	178	18,1	22	198	37,6	19,4	14
3.	8,6	4	25,1	16	7,1	58	12	28,8	48,1
6.	11,9	13,3	13,6	4,2	3,6	8,8	7,4	2,3	1,9
7.	4	1,9	1,9	16,4	9,4	24,6	12	6,29	3,5
10.	5,5	0,3	60,5	10,1	11	214	5,6	3,2	35,2
12.	8,4	4	3,6	27	6,4	7,1	14,9	2	1,7
13.	9,1	2,3	2,2	11,5	44,3	26,3	4,4	3	5,8
16.	54,1	21	23,5	19,7	6,8	29,8	5,5	1,7	3,6
21.	5,4	2,2	4,7	4	10,3	17,4	5,7	3,6	8,6
24.	13,1	4	4,5	17	7,6	21,5	11	1,7	5,5
29.	9,7	5,2	3,8	19,2	4,6	4,9	15,5	4,9	2,5
30.	40	30,8	1,2	13,7	5,2	12,4	9,6	2,5	12,8
32.	20,3	9,4	6,1	11,8	6,6	6,7	17,5	3,3	2,6
33.	15,5	28,2	50,1	9,2	6,4	4,8	14,1	5	2,5
38.	13,1	20,2	53,8	9,8	8,1	6,2	10,8	5,8	3
39.	17,9	13,5	26,8	11,5	11,6	40,6	15,1	8,5	33,9

	1998			1999			2000		
Csapadék (mm)	453			559			126		
Pont száma	1. Szint	2. Szint	3. Szint	1. Szint	2. Szint	3. Szint	1. Szint	2. Szint	3. Szint
2.	16,3	17,8	35,4	12,2	3	2	4,1	5,4	2,1
3.	18,1	24,9	46,4	2,6	0,9	3,8	6,5	1,2	1
6.	5,6	1,2	0,5	4,3	1,7	0,8	1,1	7,3	6,6
7.	21,6	38,9	26,2	29,4	3,4	20,9	0,9	19,5	3,9
10.	5,5	1,5	62,6	5,8	2,5	2,3	10,1	1,3	4,1
12.	11,9	6,5	4,4	9,2	3,4	1,9	8	1,6	1,3
13.	5,4	7,2	4,3	5,7	1,9	1,1	7,3	4,5	12,3
16.	5,1	2,5	29,6	8,1	1,9	5,2	17,7	2,8	0,9
21.	1,2	0,7	0,5	2,6	2,1	1,6	4,1	0,7	0,6
24.	9,4	0,5	2,4	17,7	37	5,3	23,7	1,2	5,6
29.	11,2	33,7	30,1	27,4	5,8	4,3	14,9	16,1	21,8
30.	14,8	4,9	4,8	9	5,4	4,4	18,4	4	5,8
32.	13,6	5,3	1,4	13,3	4	3,6	5,7	1,6	1,6
33.	5,4	6,4	5,2	13,8	5	2,4	14,7	3,4	4,1
38.	9,5	32,1	16,6	23,6	4,9	6,9	24,1	12,3	8,1
39.	21,5	43	14,7	12,9	17,4	33,9	33,8	5,1	12,1

1. táblázat. A Csongrád megyei TIM pontok mérési eredményei NO_3 mg/kg, és a tenyészidőszakban hullott csapadék éves átlaga. (forrás: MTA-TAKI, TIM adatbázis, 2007)

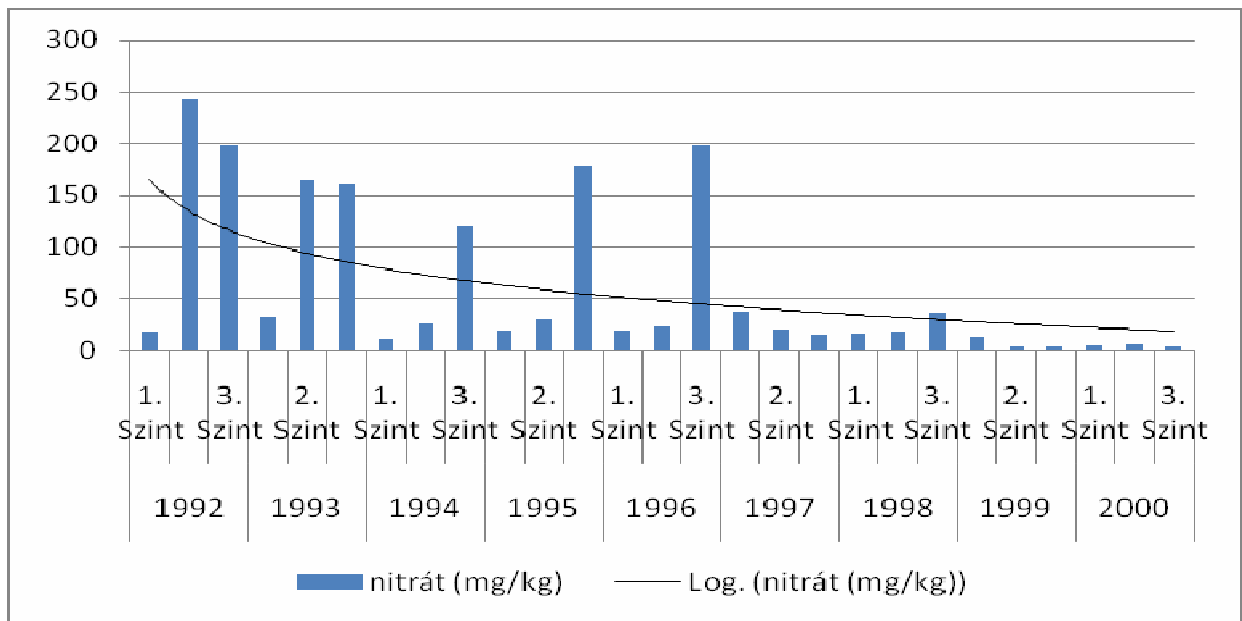
7. Eredmények

A grafikonon látható, az általam vizsgált 16 darab TIM pontban mért nitrát – nitrogén mennyisége. Az adatsorban figyelemmel lehet kísérni egy folyamatos csökkenést. Ez a csökkenési tendencia még a magasabb nitrát értékkel rendelkező 2. és 10. TIM pont esetében is megfigyelhető. A grafikonon jól látható, hogy a 2. és a 10. TIM pont a többihez viszonyítva 4 x, 5 x magasabb nitrát-tartalmat mutatott.



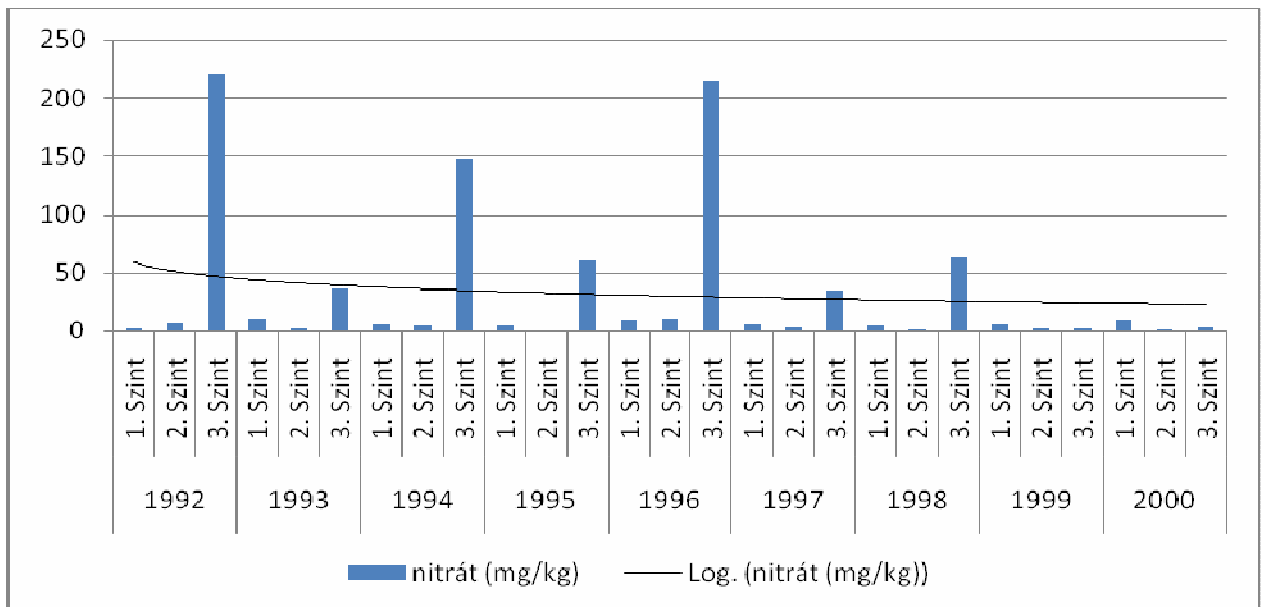
3. ábra A vizsgált 16 db TIM pontban a talajok 3. szintjében a nitrát-tartalom változásai (mg/ kg) 1992 és 2000 között

Az eperjesi (2. TIM pont) szomszédságában lévő hígtrágyás állattartó telep lehetett a forrása a mélyebb szintek magas nitrát-tartalmának. A talaj típusa mélyben szolonyeces réti csernozjom, szántó művelési ágú. Mivel ez a talajtípus is a magasabb talajvíz hatása alatt áll itt a gazdálkodások során fokozottan figyelni kell a pontos növényekhez igazodó tápanyag-utánpótlásra. Az állattartó telep felszámolását, átalakítását /1996/ követően a szennyezési forrás elapadt, megszűnt a rendszeres hígtrágya kihelyezés, ezáltal megszűnt a túltrágyázás is. Feltehetően esetükben maradandó környezeti kárról nem beszélhetünk. A mintavételt megelőző időszak csapadék mennyiségének kimosó hatását nem minden esetben bizonyítják a rendelkezésre álló adatok, mert ehhez lokális csapadékmérésekre és a pontos a gazdálkodók által közölt művelési adatokra lenne szükség 4. ábra



4. ábra 2. számú TIM pont (Eperjes) mérési eredményei

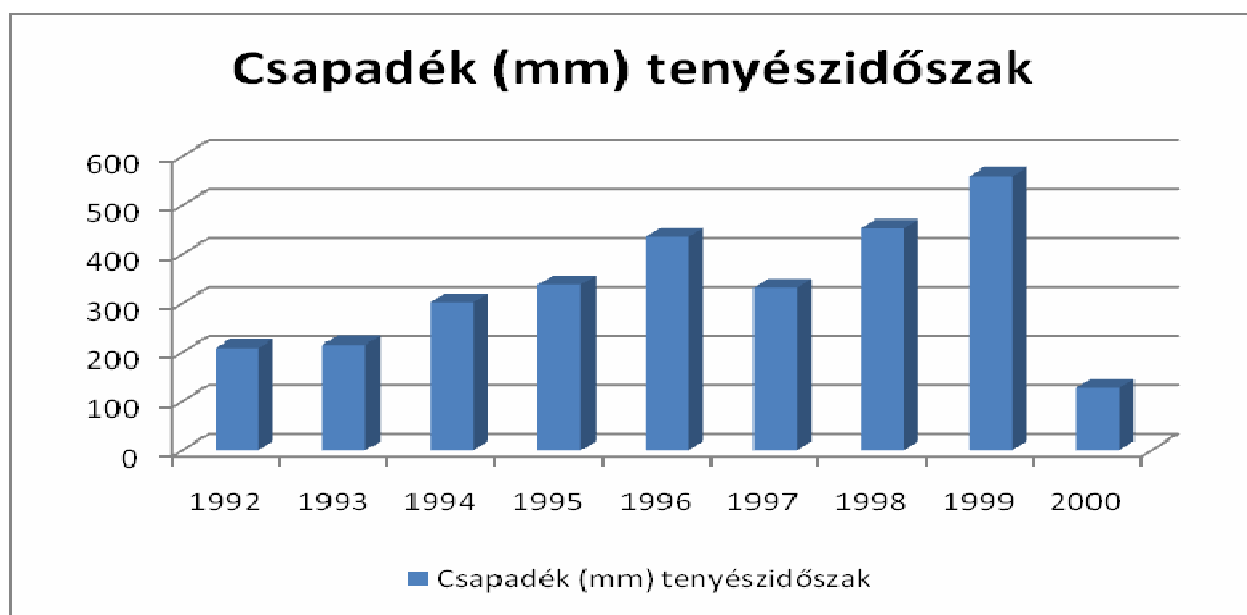
Megfigyelhető, hogy az 1996-os év után, miután a telepen lévő állatok létszámát lecsökkentették, megszűnt a rendszeres hígtrágya kihelyezés, a csökkenni kezdett a mért nitrát-nitrogén értéke is.



5. ábra a 29. TIM (Ópusztaszer) pont mérési eredményei

Az Ópusztaszer település területén, a 29. számú TIM pont esetében, a humuszos homoktalajon, szőlő művelési ágban, a kijelölt pont vizsgálata is kilúgzási eredményt adott, 5. ábra. Az eredményből feltételezhető, hogy a vizsgált időszak alatt több alkalommal, nagyobb adagú trágyázást végeztek. Összehasonlító adatok vizsgálatára nem nyílt mód, a gazdálkodók változása miatt pedig nem volt lehetőség a művelési adatok ellenőrzésére, a tenyészidőszak csapadék mennyiségének változását itt nem követte a nitrát tartalom változása olyan mértékben, mint Eperjesen, ezért konkrét következtetésem nem lehetnek megalapozottak.

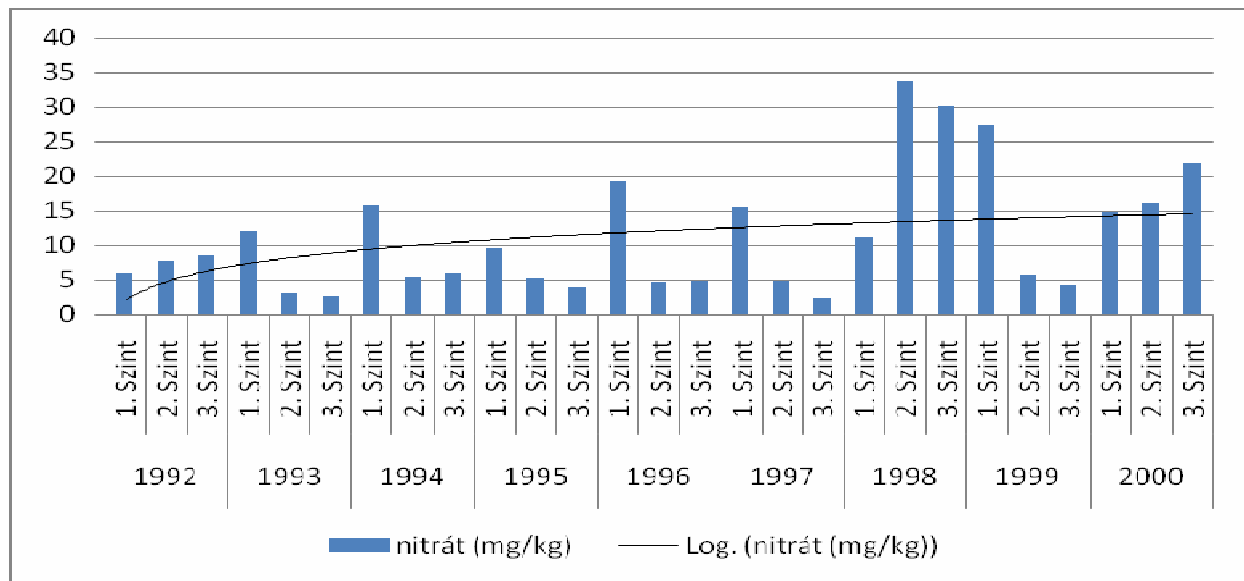
A 6. ábrán látható a tenyészidőszakban hullott csapadék mennyisége



6. ábra a Csongrád megyében a tenyészidőszakban hullott csapadék mennyisége



1. ábra Mélyben sós réti csernozjom talaj (Nagymágocs területén fotó: Nánási, 2008)



8. ábra a 10. TIM pont (Nagymágocs) mérési eredményei

A Nagymágocs település területén található a 10. számú TIM pont, melynek talajtípusa mélyben sós réti csernozjom, művelési ága szántó. A csapadékkal összefüggő nitrát kimosódást lehet itt is tapasztalni, a grafikonokon látható, hogy a csapadék mennyiségének emelkedésével a nitrát mennyisége is emelkedik a 3. szintben. Viszont a talajtípus tulajdonságai között szerepel, hogy a 3. szintben a nitrát természetes módon is feldúsulhat. A pontos értékeléshez ezt figyelembe kell venni. A terület nitrát-érzékeny besorolást kapott (7., 8. ábra)

A TIM mérési eredményeiből megfigyelhető, hogy a Csongrád megyében az általam vizsgált 16 mérési hely közül egyben sem lehetett minden évben nitrát-kilúgzást tapasztalni, ezért valószínűsíthető, hogy a vizsgálati időszakban folyamatos nagy dózisu túltrágyázás, sorozatos agrotechnikai hiba nem történt.

A csapadékosabb években a nitrát-kimosódás szintén gyakoribb volt, ennek oka, hogy a NO_3^- anion a talajainkban kevésbé kötődik, mert kevés a pozitív töltésű kötési hely. A homoktalajokon jelentős nitrát-kilúgzás a trágyázással és a csapadékkal van szoros kapcsolatban, mivel a kevés agyagfrakció miatt, a talajra hulló vizet a homoktalaj durva szemcséi nem tudják visszatartani, lefolyását a kapilláris zónában lassítani. A mérési eredmények igazolják a mélyben szolonyeces réti talajok azon tulajdonságát, hogy magasabb talajvízszint esetén a talajokban nitrát-felhalmozódás van a talaj mélyebb rétegeiben. Ez a jelenség még akkor is előfordulhat, amikor is nem követtek el agrotechnikai hibát, túltrágyázást, ezért az ilyen típusú talajokon fokozott figyelemmel kell lenni a tápanyag-utánpótlásra.

8. Összefoglalás, következtetések

A szántóföldi növénytermesztés, elsősorban a nitrogén műtrágyázás és nitrát kimosódás révén gyakran emlegetett forrása a nitrát tartalom növekedésének.

A mélyebb rétegekbe lemosódott nitrogénnek nemcsak a környezetvédelem előtérbe kerülése miatt van jelentősége, de a növekvő nitrogén műtrágya árak miatt a gazdálkodók számára sem közömbös az elvesztett műtrágya hatóanyag mennyisége.

A vizsgált TIM pontok nitrát-N adatai alapján kijelenthető, hogy a vizsgált időszakban jelentős nitrát kilúgzás nem volt tapasztalható. Kivéve a pontszerű szennyezőforrás mellett lévő két pontot, amelyeknél a kibocsátás visszaszorulásával az értékek normál szintre álltak be. Feltehetően esetükben maradandó környezeti kárról nem beszélhetünk. Határozott vélemény kialakításához az érintett területek felszín alatti vizeinek nitrát tartalom vizsgálata adhatna

támpontot. Az átlagos pontok hasonló talaj és csapadékadottságok mellett szántó művelési ágúak, a megye fejlett mezőgazdasági kultúrájú térségeiben helyezkednek el. Ahol elmondhatjuk, hogy a tápanyag-utánpótlásban ebben az időszakban is a növénytráplálás játszott jelentősebb szerepet.

A csapadékosabb években a nitrát-kimosódás szintén gyakoribb volt, ennek oka, hogy a NO_3^- anion a talajainkban kevésbé kötődik, mert kevés a pozitív töltésű kötési hely. A homoktalajokon jelentős nitrát-kilúgzás a kötöttséggel és a csapadékkal is szoros kapcsolatban van, mivel a kevés agyagfrakció miatt, a talajra hulló vizet a homoktalaj durva szemcséi nem tudják visszatartani, lefolyását a kapilláris zónában lassítani. A mérési eredmények igazolják a mélyben szolonyeces réti talajok azon tulajdonságát, hogy magasabb talajvízszint esetén a talajokban nitrát-felhalmozódás van a talaj mélyebb rétegeiben. Ez a jelenség még akkor is előfordulhat, amikor is nem követtek el agrotechnikai hibát, túltrágyázást, ezért az ilyen típusú talajokon fokozott figyelemmel kell lenni a tápanyag-utánpótlásra. Az eredmények alapján az alacsony kötöttségű, valamint a réti talajokon a nagyobb adagú nitrogén műtrágyázást célszerű mélyebben gyökerező növények alá adagolni, a vegetáció megindulása után, mert így a hatóanyagok jobban hasznosulnak, a növények gyorsabban hozzáférnek, és kevesebb lesz a kilúgzási veszteség is. A nitrogén műtrágyát célszerű többször, kisebb adagokban kijuttatni, a vegetáció megindulása után, mert így a hatóanyagok jobban hasznosulnak, a növények gyorsabban hozzáférnek, és kevesebb lesz a kilúgzási veszteség is. Ezért a talaj nitrát-N tartalmának folyamatos ellenőrzésére van szükség. A talaj védelmet igényel a pusztulás és a szennyezés ellen is.

A környezetkímélő és a növény tényleges igényeihez igazodó tápanyagellátással, csökkenthetők a műtrágyák környezetrontó hatásai, sőt a megfelelő növényekkel felvetethetők a talajvíz felé vándorló, a víz minőségét károsan befolyásoló nitrát vegyületek is. Ezzel nagymértékben kedvező irányban befolyásolhatók a műtrágyázás anyagköltségei is. A pontszerű szennyezőforrások esetében a talajba jutást megakadályozó technológiák és műszaki megoldások alkalmazása is szükséges (pl.: szigetelt trágyatárolók).

A költséghatékony tápanyag utánpótlást mindig talajvizsgálatokra alapozva végezzük, az őszi nitrogén műtrágyázást - a szalmás anyagok bontásához szükséges mennyiségen kívül - kerüljük a télállóság növelése érdekében is.

A nitrogén hatóanyag kimosódását, a 8 év során a tenyészidőszakban lehullott csapadék mennyiségével összevetve elemeztem. A kapott összefüggés nagy különbségeket mutat. Tendenciájában elmondható, hogy a felső szintből a csapadéknak van kimosó hatása. A csapadékmennyiség és a nitrát kimosódás közötti csekély összefüggés több hazai irodalmi forrás megállapításaival megegyezik. A fentiek alapján kijelenthető, hogy a nitrát kimosódás szempontjából a csapadék mennyiségénél jelentősebb tényezők: a kijuttatott N-műtrágya mennyisége, a pontszerű nitrát források (állattartó telep, trágyaszarvas, műtrágya depó) jelenléte, ill. az agrotechnikai hiányosságok.

A TIM eredményei megegyeznek a szakirodalmi adatokkal, a nitrát-nitrogén talajbeli mozgása és felhalmozódása a talaj tulajdonságok, klimatikus feltételek és a tápanyag-utánpótlás mértékétől függően változik.

9. Felhasznált irodalom

- Bocs E. 1992: Szántóföldi növénytermesztés. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 887 p.
Debreczeni B. - Debreczeni B.-né 1983: A tápanyag- és a vízellátás kapcsolata. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 265 p.
Fehér B.-né 1992: Földműveléstan I.. KÉE-KFK, Kecskemét 119-123 p.
Füleky Gy. 1997: A talajerőgazdálkodás EU-konform fejlesztésének legfontosabb területei, rövid és hosszú távú teendői. Magyarország az ezredfordulón MTA Stratégiai Kutatások, Budapest. 115 p.
Füleky Gy. 1999: Tápanyag-gazdálkodás. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 714 p.
Izsáki Z. 2007: Agro Napló A nitrogénkimosódás csökkentése szakszerű N-trágyázással, 11. évf. 8. sz.

- Kádár I. 1992: A növénytáplálás alapelvei és módszerei. MTA TAKI, Budapest, 398 p. 52.
- Loch J. – Nosticius A. 1992: Agrokémia és Növényvédelmi Kémia. Mezőgazda Kiadó, 76-82 p.
- Marth P. – dr. Karkalik A. 2004: A Talajvédelmi Információs és Monitoring (TIM) rendszer módszertana, működése, informatikai rendszere. Budapest.
- Marth P. 1995: FM Növényvédelmi és Agrár-környezetgazdálkodási Főosztály, TIM Módszertan 1. kötet Budapest,
- Németh T. - Kovács G. - Kádár I. 1987-1988: A N03, S04 és a só bemosódás vizsgálata műtrágyázási tartamkísérletben. Agrokémia és Talajtan 36-37. 109-126. p.
- Németh T. - Várallyay Gy. 1998: A trágyázás és a tápanyag-utánpótlás jelenlegi helyzete és lehetőségei. Agroforum 13. sz. 2-4 p
- Németh T. - Várallyay Gy. 1998: A trágyázás és a tápanyag-utánpótlás jelenlegi helyzete és lehetőségei. Agroforum 13. sz. 2-4 p.
- Németh T. 1998: A tápanyaggazdálkodás szerepe a szántóföldi növénytermesztésben. Lehetőségek az agrártermelés környezetbarát fejlesztésében MTA. Budapest, 78-104. p.
- Stefanovits I. – Filep I. – Fülek Gy. 1999: Talajtan, Mezőgazda kiadó Budapest p191-200
- Csongrád Megyei MgSzH NTI, meteorológiai állomás csapadék adatsora.
- MgSzH Növény és Talajvédelmi Igazgatóság Központ, TIM eredmények (2007)
- 49/2001 Kormányrendelet a Vizek mezőgazdasági eredetű nitrát-szennyezésének védelméről. COM (2001) 31 final,
- Commission of The European Communities: The Sixth Environment Action Programme, Brussels COM (2002) 179 Final, Commission of The European Communities: Towards a Thematic Strategy for Soil Protection, Brussels
- Horváth M. weboldala <http://hmika.freeweb.hu/Kemia/Html/Nitrogen.htm>, 2005
- EEA 1999b: Environmental indicators: Typology and overview, report No 61. European Environment Agency, Copenhagen
- EEA 2001a: Proposal for a European soil monitoring and assessment framework. Technical